

FERNANDO FARIAS VESELY

**DINÂMICA SEDIMENTAR E ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA DO
GRUPO ITARARÉ (CARBONÍFERO-PERMIANO) NO
CENTRO-LESTE DA BACIA DO PARANÁ**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação
em Geologia, Área de Concentração em
Geologia Exploratória, da Universidade Federal
do Paraná, como requisito parcial à obtenção
do título de Doutor em Geologia

Orientador:

Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Co-orientador:

Prof. Dr. Mario Luis Assine

CURITIBA

2006

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla (orientador)
(UFPR/Curitiba)

Dr. Almério Barros França
(Petrobras/Rio de Janeiro)

Dr. Nilo Chagas Azambuja Filho
(Petrobras/Rio de Janeiro)

Prof. Dr. Rodolfo José Angulo
(UFPR/Curitiba)

Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes
(UFPR/Curitiba)

Fernando Farias Vesely
-Aluno-

Curitiba, 25 de Agosto de 2006

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	x
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. ABORDAGEM DA PESQUISA	1
1.3. OBJETIVOS	4
1.2. ÁREA DE ESTUDO	4
2. SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS SOBRE O GRUPO ITARARÉ	9
2.1. HISTÓRICO E ESTRATIGRAFIA	9
2.2. PALEONTOLOGIA E IDADE	18
2.3. PALEOGEOGRAFIA	21
2.4. TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO	26
2.5. GEOLOGIA DO PETRÓLEO	28
3. DADOS, MÉTODOS E TRABALHOS REALIZADOS	31
3.1. DADOS DE CAMPO	31
3.2.1. PERFIS ESTRATIGRÁFICOS VERTICAIS	32
3.2.2. LEVANTAMENTOS DE ALTA RESOLUÇÃO	36
3.2. DADOS DE SUBSUPERFÍCIE	37
3.2.1. PERFIS PETROFÍSICOS	39
3.2.2. TESTEMUNHOS	41
3.2.3. MAPAS ESTRATIGRÁFICOS	42
3.3. ANÁLISE DE FÁCIES	43
3.3.1. DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO	43
3.3.2. ANÁLISE DA POLARIDADE DO TRANSPORTE SEDIMENTAR	45
3.3.3. INTERPRETAÇÃO DE PROCESSOS E ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	45
3.3.4. ANÁLISE DE HETEROGENEIDADES	46
3.4. ANÁLISE DE SEQÜÊNCIAS	47
3.4.1. CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA	49
3.4.2. CONFECÇÃO DO MODELO DE SEQÜÊNCIAS	51
4. BACIAS SEDIMENTARES GLACIADAS	52
4.1. DINÂMICA DOS AMBIENTES GLACIAIS	52
4.1.1. O GELO COMO AGENTE DE EROÇÃO, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO	52
4.1.2. AMBIENTE SUBGLACIAL	58
4.1.3. AMBIENTE FLÚVIO-GLACIAL	60
4.1.4. AMBIENTE GLÁCIO-LACUSTRE	62
4.1.5. AMBIENTE GLÁCIO-MARINHO	64
4.2. MODELOS DE FÁCIES	66
4.3. ANÁLISE DE SEQÜÊNCIAS EM SUCESSÕES GLACIAIS	70

4.3.1. ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO E SUPRIMENTO SEDIMENTAR	70
4.3.2. EXEMPLOS EM BACIAS GLACIADAS PALEOZÓICAS	76
5. FÁCIES, ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS	78
5.1. ARENITOS	78
5.1.1. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR OU ACANALADA	78
5.1.2. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA	82
5.1.3. ARENITO MACIÇO	85
5.1.4. ARENITOS COM GRADAÇÃO	88
5.1.5. ARENITO COM LAMINAÇÃO CRUZADA CAVALGANTE	90
5.1.6. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA SIGMÓIDE	93
5.1.7. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO	93
5.1.8. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA <i>HUMMOCKY</i>	94
5.2. DIAMICTITOS	95
5.2.1. DIAMICTITOS MACIÇOS	96
5.2.2. DIAMICTITOS COM GRADAÇÃO	98
5.2.3. DIAMICTITOS ESTRATIFICADOS	100
5.3. FINOS	100
5.3.1. FINOS LAMINADOS	101
5.3.2. LAMITO MACIÇO	101
5.4. RITMITOS E FÁCIES HETEROLÍTICAS	102
5.4.1. RITMITO AREIA/LAMA GRADADO COM SEQUÊNCIA DE BOUMA	103
5.4.2. FÁCIES HETEROLÍTICA COM LAMINAÇÃO ONDULADA	103
5.5. CONGLOMERADOS	104
5.5.1. CONGLOMERADO CAÓTICO	104
5.5.2. CONGLOMERADO MACIÇO	107
5.5.3. CONGLOMERADOS COM GRADAÇÃO	108
5.5.4. CONGLOMERADOS ESTRATIFICADOS	110
5.6. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS	111
5.6.1. ASSOCIAÇÃO A	113
5.6.2. ASSOCIAÇÃO B	116
5.6.3. ASSOCIAÇÃO C	120
5.6.4. ASSOCIAÇÃO D	126
6. SUPERFÍCIES ESTRIADAS E PALEOFLUXO GLACIAL	130
6.1. ESTRIAS E SULCOS SOBRE A FORMAÇÃO FURNAS	130
6.2. SUPERFÍCIES ESTRIADAS INTRAFORMACIONAIS	135
6.2.1. SÍTIO SÃO LUIZ DO PURUNÃ	136
6.2.2. SÍTIO RIO DA VÁRZEA	140
6.2.3. SÍTIO RIO DO SALTO	142
6.2.4. SÍTIO VILA VELHA	148
6.3. SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO E IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS	151
7. ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA	155
7.1. RELAÇÕES DE CONTATO	157
7.2. PADRÕES DE PREENCHIMENTO	159
7.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	162
7.3.1. MARCOS ESTRATIGRÁFICOS	163
7.3.2. SUBDIVISÃO ESTRATIGRÁFICA	167

7.3.3. CARACTERÍSTICAS E GÊNESE DAS DESCONFORMIDADES	180
7.3.4. TRATOS DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS	183
7.4. IMPLICAÇÕES PARA A LITOESTRATIGRAFIA	189
8. CONTRIBUIÇÕES PARA A GEOLOGIA DE RESERVATÓRIO	194
8.1. ESCALAS E ESTILOS DE HETEROGENEIDADES	194
8.1.1. HETEROGENEIDADES EM GIGAESCALA	195
8.1.2. HETEROGENEIDADES EM MEGAESCALA	198
8.1.3. HETEROGENEIDADES EM MACRO E MESOESCALA	205
8.2. MODELO PREDITIVO BASEADO NA ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	208
9. CONCLUSÕES	213
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	215

AGRADECIMENTOS

Esta tese reúne resultados de vários anos de trabalho dedicados ao estudo do Grupo Itararé. Desde de 1997, ainda no curso de graduação da UFPR, durante o mestrado na Unesp de Rio Claro entre 1999 e 2001, e até os dias de hoje, várias pessoas e instituições colaboraram direta e indiretamente. Externo aqui meus agradecimentos àqueles que contribuíram de uma forma ou de outra durante a elaboração da tese.

Ao meu orientador, Professor Sidnei Pires Rostirolla, pela confiança, discussões esclarecedoras e oportunidades oferecidas.

Ao Professor Mario Luis Assine (UNESP), co-orientador desta tese, mas acima de tudo, amigo e companheiro de longa data no estudo do Itararé.

À Petrobras pela concessão de bolsa de doutorado, apoio financeiro aos trabalhos de campo e por autorizar acesso à coleção de testemunhos da Bacia do Paraná.

À Finep pelo auxílio financeiro ao projeto ModRes.

Ao Departamento de Geologia da UFPR pela infra-estrutura e apoio institucional.

À coordenação do Curso de Pós-Graduação em Geologia pelo suporte acadêmico.

À Funpar pelo apoio administrativo no âmbito da parceria UFPR - Petrobras.

À ANP pela cessão de dados de subsuperfície da Bacia do Paraná.

Ao IAP por autorizar acesso a afloramentos no Parque Estadual de Vila Velha.

Aos doutores Almério Barros França (Petrobras), Nilo Chagas Azambuja Filho (Petrobras), Rodolfo José Angulo (UFPR) e Luiz Alberto Fernandes (UFPR) pela leitura crítica do texto e sugestões apresentadas.

Aos membros da banca do exame de qualificação, professores Paulo César Fonseca Giannini (USP) e Paulo César Soares (UFPR) pelas contribuições que muito aprimoraram o trabalho. Agradeço em especial a Paulo Giannini pela revisão meticulosa do texto.

A todos os colegas e ex-colegas do LABAP, em especial Ary, Ronaldo, Rafael, Cris Tinoco, Midori, Luciane, Marcelo, Adriane, Mezzomo, Fabinho, Jeferson, Brunetta, Fernando Pinheiro, Thais e Thiago, pela convivência e auxílios prestados durante esses quatro anos.

Ao Professor Fernando “Dalata” Mancini pela disponibilidade em ajudar e resolver problemas.

Aos professores e pesquisadores de várias instituições que contribuíram no sentido de compartilhar informações relevantes para o tema da tese, seja em conversas informais, congressos, seminários ou viagens de campo: Paulo Alves de Souza (UFRGS), Carlos Emanuel de Souza Cruz (Petrobras), Cláudio Luiz Goraieb (IPT), Ciro Jorge Appi (Petrobras), Antônio Carlos Rocha-Campos (USP), Paulo Roberto dos Santos (USP), Carlos Oscar Limarino (UBA), Norberto Morales (UNESP) e Rodolfo Dino (Petrobras).

E finalmente, sou grato a você, Barbara, por tudo que vivemos e viveremos.

RESUMO

O Grupo Itararé constitui a base da seqüência permocarbonífera da Bacia do Paraná e se destaca por conter registros das glaciações neopaleozóicas gonduânicas. Arenitos da unidade constituem importantes reservatórios para gás gerado em folhelhos marinhos devonianos (Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé!). A complexidade das associações de fácies, dada pela influência glacial na sedimentação, a carência de dados de subsuperfície e a baixa resolução bioestratigráfica dificultam a predição dos sistemas reservatórios. A gênese de espessas sucessões arenosas em bacias glaciadas paleozóicas é aspecto ainda pouco compreendido e que necessita de estudos adicionais envolvendo análise de fácies atrelada a conceitos modernos de estratigrafia de seqüências. No presente trabalho, são discutidos os resultados da análise estratigráfica do Grupo Itararé na porção centro-leste da Bacia do Paraná, enfocando a faixa de afloramentos no Estado do Paraná, sul de São Paulo e norte de Santa Catarina, bem como dados de subsuperfície provenientes de perfis e testemunhos de poços profundos. Na área de estudo, o Grupo Itararé é constituído por cinco classes de litotipos: 1. arenitos, 2. diamictitos, 3. folhelhos e lamitos indiferenciados, 4. ritmitos e fácies heterolíticas, e 5. conglomerados. Podem ser reconhecidas 32 fácies agrupadas em quatro associações genéticas: associação A (tilitos e depósitos de contato glacial), associação B (arenitos e conglomerados de *outwash* subaquoso), associação C (turbiditos e diamictitos subaquosos de ressedimentação e/ou chuva de detritos) e associação D (turbiditos e depósitos costeiros periglaciais). A natureza das fácies e o conteúdo fossilífero sugerem o predomínio de condições marinhas com forte influência glacial durante a sedimentação da unidade na área de estudo. Paleocorrentes indicam transporte preferencial de sedimentos para noroeste, norte e norte-nordeste. Superfícies estriadas intraformacionais evidenciam o avanço de geleiras sobre sedimentos inconsolidados, com paleofluxo médio no sentido sudeste-noroeste. As associações de fácies recorrem na vertical de forma cíclica, compondo pelo menos cinco sucessões limitadas por desconformidades, interpretadas como seqüências deposicionais. As seqüências podem ser rastreadas em superfície e subsuperfície, mediante seções de correlação entre perfis de poços e afloramentos. Os limites de seqüência são superfícies desenvolvidas por erosão glacial e/ou de água de degelo durante épocas de avanço de geleiras na bacia. Em áreas não glaciadas, estima-se que desconformidades correlatas resultaram de erosão subaérea durante queda do nível do mar por glácio-eustasia. A maior parte do registro estratigráfico constitui-se de fácies depositadas durante as épocas de recuo das massas de gelo e elevação eustática. Devido à influência das geleiras no aporte de sedimentos e na variação do espaço de acomodação, o empilhamento de cada seqüência comporta três tratos de sistemas deposicionais relacionados aos ciclos glaciais: trato de máximo glacial (associação de fácies A), trato de deglaciação (associação de fácies B e parte inferior da associação de fácies C) e trato de mar alto/queda (parte superior da associação C e associação D). As superfícies de inundação máxima situam-se em folhelhos marinhos, freqüentemente fossilíferos, da parte média da associação C. Potenciais reservatórios e aquíferos ocorrem nos tratos de deglaciação e mar alto/queda. Sistemas reservatórios do trato de deglaciação incluem arenitos e conglomerados de *outwash*, freqüentemente canalizados, e lobos turbidíticos derivados de fluxos hiperpicnais, de geometria tabular e grande continuidade lateral. No trato de mar alto/queda, os sistemas reservatórios incluem depósitos costeiros a marinhos rasos regressivos, principalmente barras sigmoides de desembocadura e fácies litorâneas retrabalhadas por ondas.

Palavras-chave: Grupo Itararé, Neopaleozóico, Estratigrafia, Fácies, Sistemas reservatórios

ABSTRACT

Sedimentary Dynamics and Stratigraphic Architecture of the Carboniferous – Permian Itararé Group in Central-Eastern Paraná Basin: Itararé Group is a thick (up to 1 km) siliciclastic unit that comprises the sedimentary records of late Paleozoic glaciations in the Paraná Basin of Brazil. Glacially related sandstones are important aquifers and reservoir-rocks for hydrocarbon derived from Devonian marine shales (Ponta Grossa – Itararé Petroleum System!). Reservoir prediction is difficult due to glacial facies complexity, scarcity of subsurface data and poor biostratigraphic resolution. In addition, the genesis of thick glacially related sandstone succession is yet poorly understood. To elucidate this question, detailed facies and sequence stratigraphic analysis supported by modern concepts from Cenozoic and Paleozoic glacial environments are needed. This work presents results of a stratigraphic analysis carried out in the Itararé Group in central-eastern Paraná Basin. Data set includes detailed outcrop sections and petrophysical logs and core samples from deep exploration wells. In the study area, Itararé Group is composed of five lithological assemblages: 1. sandstones, 2. diamictites, 3. shale and mudstones, 4. rhythmites and heterolithic beds, and 5. conglomerates. Thirty two facies types were recognized, which can be grouped into four genetic associations: association A (tillites and subaerial to subaqueous ice-contact deposits), association B (subaqueous outwash sandstones and conglomerates), association C (turbidites, resedimented and rain-out diamictites) and association D (turbidites and nearshore sandstones and mudstones). Facies character and fossil content suggest that glacially influenced marine conditions prevailed during Itararé Group deposition. Paleocurrent data indicate sediment transport towards northwest, north and north-northeast. Soft-sediment striated surfaces reveal paleo-iceflow from southeast to northwest. The facies associations are stratigraphically repeated, forming at least five unconformity bounded units, interpreted as 3rd order depositional sequences. These sequences occur across most of outcrop area and can be recognized and correlated in the subsurface cross-sections. Sequence boundaries are erosional surfaces developed during ice advances by glacier and/or meltwater erosion, often showing subglacially eroded topography. In non-glaciated areas, these surfaces are correlative to unconformities generated by subaerial erosion due to glacio-eustatic fall in sea level. The bulk of the stratigraphic record are built up of glaciomarine deposits accumulated during ice retreat and glacio-eustatic sea level rise. Glacier dynamics provided strong influence on sediment supply and accommodation space, being an important control on stratigraphic architecture. As a consequence, three glacially-related depositional systems tracts were interpreted: glacier maximum systems tract (association A), deglaciation systems tract (association B and lower half of association C) and highstand/falling stage systems tracts (upper association C and association D). Maximum flooding surfaces are recorded by marine shales within middle association C. Reservoir systems are expected to occur in the deglaciation and highstand/falling stage depositional systems tracts and include three basic types: 1. ice-proximal subaqueous outwash fans or aprons, partially confined in subglacially-eroded topographies; 2. river-borne hyperpycnal flow turbidites probably related to meltwater discharges from terrestrial ice sheets; 3. prograding shallow marine and shoreline systems mainly composed of river-wave interaction delta lobes.

Key-words: Itararé Group, Late Paleozoic, Stratigraphy, Facies, Reservoir systems

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 – Esboço geológico da Bacia do Paraná	06
Figura 1.2 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná proposta por Milani et al. (1994)	07
Figura 1.3 – Localização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná	08

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 – Perfil composto ilustrando a subdivisão do Grupo Itararé	15
Figura 2.2 – Perfil do poço Rio Ivaí	16
Figura 2.3 – Seção cronoestratigráfica atravessando a área estudada no eixo sul-norte	20
Figura 2.4 – Mapa esquemático com a paleogeografia do Gondwana	22
Figura 2.5 – Isópacas do Grupo Itararé e representação esquemática de alinhamentos regionais	27

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – Localização dos pontos descritos na porção norte da faixa de afloramentos	33
Figura 3.2 – Localização dos pontos descritos na porção sul da faixa de afloramentos estudada	34
Figura 3.3 – Fotografias áreas com a localização das linhas sísmicas e sondagens rasas	37
Figura 3.4 – Localização dos poços em relação à faixa de afloramentos do Grupo Itararé	38
Figura 3.5 – Exemplos mais comuns de padrões de perfis de raios-gama observados no Grupo Itararé e possíveis interpretações	41
Figura 3.6 – Três exemplos elementos arquitetônicos com suas respectivas unidades de fluxo	47
Figura 3.7 – Fluxograma sintético da análise estratigráfica do Grupo Itararé	48
Figura 3.8 – Arquitetura estratigráfica e terminologia de uma sequência do tipo 1 desenvolvida numa margem em rampa	49
Figura 3.9 – Exemplos hipotéticos da utilização de perfis petrofísicos na definição de padrões de empilhamento	50

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 – Ambientes glaciais	53
Figura 4.2 – Formas mais comuns desenvolvidas em superfícies de abrasão glacial	55
Figura 4.3 – Exemplos de superfícies estriadas	55
Figura 4.4 – A) Matacão facetado e estriado; B) calhaus facetados e estriados	57
Figura 4.5 – Modo de formação de morenas terminais	58
Figura 4.6 – Aspecto textural de um depósito de <i>till</i> recente na Islândia	59
Figura 4.7 – Superfície glacial exposta com o recuo da Geleira Woodworth, no Alasca	61
Figura 4.8 – Terraço fluvial expondo areias e cascalhos de <i>outwash</i> na Islândia	61
Figura 4.9 – Sedimentação em lagos glaciais	63
Figura 4.10 – Ambientes de sedimentação glácio-marinhas	65
Figura 4.11 – Cisalhamento e foliação: feições comuns em tilitos de alojamento	67
Figura 4.12 – Correlação entre a curva de variação do nível do mar (Vail et al., 1977) e os períodos de estufa e geladeira (Fisher, 1984)	71
Figura 4.13 – Modelo esquemático ilustrando o processo de subsidência glácio-isostática e o desenvolvimento de uma depressão periférica	72
Figura 4.14 – Modelo evolutivo da arquitetura de fácies glácio-marinhas	75

CAPÍTULO 5

Figura 5.1 – Descrição sintética das fácies identificadas e simbologia dos perfis verticais	79
Figura 5.2 – Escarpas sustentadas por arenitos do Grupo Itararé	80
Figura 5.3 – Fácies Sp e St	81
Figura 5.4 – Dados de paleocorrentes obtidos para três níveis estratigráficos	83
Figura 5.5 – Fácies Sh	84
Figura 5.6 – Modelos de fácies turbidíticas conforme Bouma (1962) e Lowe (1982)	85
Figura 5.7 – Fácies Sm	86
Figura 5.8 – Classificação de fluxos subaquosos de densidade com seus respectivos depósitos mais característicos	89

Figura 5.9 – Fácies Sg e Si	90
Figura 5.10 – Fácies Sr ₁	91
Figura 5.11 – Mega-estratificação cruzada cavalgante no arenito Barreiro	92
Figura 5.12 – Arenito com estratificação sigmóide	94
Figura 5.13 – Fácies SI e Shc ₂	95
Figura 5.14 – Fácies Dm e Dm-s	97
Figura 5.15 – A) Corpo tabular de diamictito com gradação inversa; B) Detalhe do diamictito	98
Figura 5.16 – Fácies Ds, Ds-r e Ds-c	99
Figura 5.17 – Fácies FI e FI-d	102
Figura 5.18 – Fácies Rg e Rg-d	103
Figura 5.19 – Fácies Hw	105
Figura 5.20 – Fácies Gc	106
Figura 5.21 – Fácies Gm/Gm-i	108
Figura 5.22 – Fácies Gg e Gi	109
Figura 5.23 – Classificação tripartite de conglomerados com filiação turbidítica	109
Figura 5.24 – Fácies Gh e Gp	110
Figura 5.25 – Perfil vertical idealizado das 4 associações definidas	112
Figura 5.26 – Fácies da associação A na BR-277 a oeste de Palmeira	114
Figura 5.27 – Gênese de morena de empurrão na frente de uma geleira ativa com o desenvolvimento de deformação glácio-tectônica	115
Figura 5.28 – Vista em planta de morenas de empurrão e leques proglaciais submarinos	116
Figura 5.29 – Perfis estratigráficos de sucessões verticais de fácies típicas da associação B	117
Figura 5.30 – Processos e depósitos associados a leques subaquosos de <i>outwash</i>	118
Figura 5.31 – Arenitos e conglomerados canalizados da associação B	118
Figura 5.32 – Arquitetura da associação B na seção Lapa – São Mateus do Sul (ponto 62)	119
Figura 5.33 – Estratos areno-conglomeráticos gradados (Gg-Sg) da associação B	120
Figura 5.34 – Perfis estratigráficos de sucessões verticais de fácies típicas da associação C	122
Figura 5.35 – Sucessão retrogradante de fácies típica da associação C	122
Figura 5.36 – Bancos tabulares de arenitos turbidíticos intercalados com horizontes argilosos, associação C	123
Figura 5.37 – Modelo deposicional para a sedimentação glácio-marinha do Grupo Itararé	123
Figura 5.38 – Diagrama com os processos atuantes na deposição de diamictitos e fácies associadas em ambiente glácio-marinho	124
Figura 5.39 – Estruturas de deformação penecontemporânea associadas a movimentos gravitacionais	125
Figura 5.40 – Perfis estratigráficos ilustrando sucessões verticais de fácies típicas da associação D	127
Figura 5.41 – Fotomosaico da associação D em São Luiz do Purunã (ponto 4)	128
Figura 5.42 – Camadas da associação D no topo do Grupo Itararé em Tomasina	129

CAPÍTULO 6

Figura 6.1 – Localização e paleofluxo glacial	132
Figura 6.2 – Superfície de topo da Formação Furnas na região de Witmarsum	133
Figura 6.3 – Vista detalhada de uma crista (<i>ridge</i>) bem desenvolvida	133
Figura 6.4 – A) diamictito maciço superposto ao pavimento estriado; B) detalhe do diamictito	134
Figura 6.5 – Diagrama esquemático das relações estratigráficas	134
Figura 6.6 – Superfície sulcada sobre arenitos da Formação Furnas	135
Figura 6.7 – Superfície estriada de São Luiz do Purunã (ponto 3)	137
Figura 6.8 – Feições mais comuns observadas na superfície estriada de São Luiz do Purunã	138
Figura 6.9 – Feições observadas na superfície estriada de São Luiz do Purunã	138
Figura 6.10 – Modelo evolutivo proposto para a gênese da superfície estriada de São Luiz do Purunã	139
Figura 6.11 – Perfil estratigráfico vertical do sítio Rio da Várzea	140
Figura 6.12 – Superfícies estriadas na margem esquerda do rio da Várzea (ponto 124)	141
Figura 6.13 – Feições indicativas de substrato inconsolidado em superfície estriada	142
Figura 6.14 – Perfil estratigráfico composto ilustrando a sucessão de fácies do ponto 14	143
Figura 6.15 – Aspecto geral das superfícies estriadas do vale do rio do Salto	144
Figura 6.16 – Superfície estriada lateralmente e longitudinalmente descontínua	144
Figura 6.17 – Sulco isolado e retilíneo, escavado pelo arraste de quilha de gelo flutuante	145
Figura 6.18 – Sulco produzido por arraste e empurrão de um objeto sobre o sedimento inconsolidado	145

Figura 6.19 – Modelo para a geração de superfícies estriadas intraformacionais a partir de quilhas de icebergs	147
Figura 6.20 – Modelo proposto para explicar a origem de superfícies estriadas a partir de plataforma de gelo flutuante	147
Figura 6.21 – Superfície estriada de Vila Velha	149
Figura 6.22 – Perfil estratigráfico das fácies associadas à superfície estriada de Vila Velha	150
Figura 6.23 – Indicadores do sentido do fluxo glacial na superfície estriada de Vila Velha	150
Figura 6.24 – Indicações de paleofluxo glacial e paleocorrentes no sudeste do Paraná	153
Figura 6.25 – Seção de correlação entre perfis verticais da porção inferior do Grupo Itararé	153

CAPÍTULO 7

Figura 7.1 – A) Mapa de isópacas do Gr Itararé; B) Mapa de contorno do substrato pré-Itararé	156
Figura 7.2 – Contato entre arenitos do Grupo Itararé (ITA) e unidades subjacentes na faixa de afloramentos	157
Figura 7.3 – Diamictitos de coloração marrom avermelhada abaixo do contato com a Formação Rio Bonito	159
Figura 7.4 – Segmento do poço Marombas (2-MB-1-SC), ilustrando o topo progradacional	160
Figura 7.5 – Mapas de atributos para o Grupo Itararé, a partir de dados de poços	161
Figura 7.6 – Isópacas de folhelho para o intervalo: base do Membro Lontras e o topo do Grupo Itararé	163
Figura 7.7 – Mapas de razão arenito/pelito para as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba	164
Figura 7.8 – Seção regional norte-sul mostrando a distribuição dos três horizontes marinhos	165
Figura 7.9 – Perfil estratigráfico vertical e subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé na seção Ventania – Ibaiti	168
Figura 7.10 – Arranjos verticais de fácies das cinco seqüências definidas para o Grupo Itararé na seção Ventania – Ibaiti	169
Figura 7.11 – Correlação estratigráfica entre os perfis Ventania – Ibaiti, Tibagi – Telêmaco Borba, Palmeira – São João do Triunfo e Lapa – São Mateus do Sul	171
Figura 7.12 – Correlação da seqüência 1 a nordeste de Palmeira	172
Figura 7.13 – A) Arenito Barreiro em Tibagi (PR); B) Conglomerados basais	173
Figura 7.14 – Contato erosivo entre conglomerados da base do arenito Lapa e diamictitos	173
Figura 7.15 – Seção geológica esquemática ao longo da BR-476	174
Figura 7.16 – Arenitos da base da seqüência 3 (arenito Pedra Alta) na BR-476	175
Figura 7.17 – Seção estratigráfica SW-NE	178
Figura 7.18 – Seção estratigráfica N-S	179
Figura 7.19 – Diagrama ilustrando a arquitetura interna de cada seqüência do Grupo Itararé	185
Figura 7.20 – Modelo para explicar a evolução sedimentar das seqüências deposicionais	186
Figura 7.21 – Correlação das cinco seqüências definidas para o Grupo Itararé	190
Figura 7.22 – Seção regional baseada em perfis de poços	193

CAPÍTULO 8

Figura 8.1 – Concepção hierárquica de escalas de heterogeneidades aplicada ao Grupo Itararé	196
Figura 8.2 – Distribuição das principais unidades arenosas da Formação Campo Mourão	197
Figura 8.3 – Comportamento dos intervalos arenosos relacionados à discordância neocarbonífera que limita as seqüências 1 e 2	198
Figura 8.4 – Mapa detalhado do arenito Vila Velha com a subdivisão das unidades litológicas mapeáveis	201
Figura 8.5 – Seção de correlação estratigráfica entre perfis verticais	202
Figura 8.6 – Representação de escalas de heterogeneidades na unidade III do arenito Vila Velha	204
Figura 8.7 – Correlação entre perfis de sondagens rasas na Fazenda Rivadávia	206
Figura 8.8 – Bloco-diagrama ilustrativo do arcabouço estratigráfico e das diferentes escalas de heterogeneidades do arenito Vila Velha	208
Figura 8.9 – Modelo de curva de variação temporal no espaço de acomodação para a sedimentação da seqüência 2	209
Figura 8.10 – Perfil da sondagem rasa RIV-1, representativo da unidade IV e topo da unidade III do arenito Vila Velha	210
Figura 8.11 – Correlação do arenito Vila Velha com a seqüência 2 no poço 1-CS-2-PR	211

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Tabela 2.1 – Síntese da evolução da nomenclatura estratigráfica do Grupo Itararé	10
Tabela 2.2 – Divisão bioestratigráfica do Grupo Itararé baseada em palinomorfos (Souza 2000) e sua correlação com a coluna litoestratigráfica de França & Potter (1988)	21

CAPÍTULO 3

Tabela 3.1 – Coordenadas UTM dos afloramentos descritos	35
Tabela 3.2 – Relação dos poços com referência aos respectivos perfis disponíveis	38
Tabela 3.3 – Listagem dos testemunhos descritos	42

CAPÍTULO 4

Tabela 4.1 – Critérios para distinção entre diamictitos subglaciais e subaquosos	67
Tabela 4.2 – Código de fácies de diamictitos	69

CAPÍTULO 6

Tabela 6.1 – Síntese das principais ocorrências de superfícies estriadas na Bacia do Paraná	131
---	-----

CAPÍTULO 8

Tabela 8.1 – Descrição sintética das unidades definidas no arenito Vila Velha	201
---	-----

1. INTRODUÇÃO

1.1. ABORDAGEM DA PESQUISA

O Grupo Itararé compreende depósitos sedimentares essencialmente siliciclásticos, acumulados na Bacia do Paraná durante o intervalo Neocarbonífero - Eopermiano. O controle glacial na sedimentação, a tectônica sinsedimentar e as oscilações do nível de base conferem à unidade arcaibouço estratigráfico complexo. A influência glacial direta ou indireta é marcante, seja na forma de superfícies estriadas, existência de tilitos, deformações induzidas pelo gelo, lamitos com clastos caídos (*dropstones*) e fácies depositadas por águas de degelo. Esses atributos são recorrentes na vertical e estão associados com intervalos argilosos fossilíferos que evidenciam condições marinhas concomitantes à sedimentação glacial.

Sob o ponto de vista exploratório, a unidade representa um dos intervalos mais importantes da bacia, pois a ela se associam diversas ocorrências de bens minerais e energéticos como petróleo, água subterrânea, carvão, diamante, ouro, argila, dentre outros. A prospecção, previsibilidade e exploração desses recursos dependem de um bom entendimento da arquitetura estratigráfica e da paleogeografia à época da sedimentação. No caso particular do petróleo, o recente acréscimo de conhecimento acerca de unidades paleozóicas produtoras de gás na América do Sul fez ressurgir o interesse sobre os sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a evolução fanerozóica do Gondwana.

Unidades sedimentares glaciais sempre foram consideradas pouco atrativas para a exploração de petróleo, já que os processos induzidos por geleiras produzem grande volume de partículas de silte e argila e depósitos mal selecionados de baixa permeabilidade (tilitos). Esse modelo baseava-se em estudos de depósitos glaciais cenozóicos preservados em áreas continentais da América do Norte e Eurásia, onde tilitos testemunham a essência da sedimentação glacial. Mais recentemente, o estudo de unidades glaciais pretéritas mostrou que menos de 6% do registro estratigráfico pré-pleistocênico é constituído por depósitos glaciais continentais (Eyles et al., 1995). O maior volume de sedimentos está preservado em bacias adjacentes a grandes massas de gelo (bacias glaciadas) e compreende depósitos marinhos e/ou lacustres formados em diferentes contextos tectônicos. Devido à influência de diversos processos “não-glaciais”, o preenchimento dessas bacias apresenta grande variedade litológica, que, particularmente no caso de algumas unidades paleozóicas, inclui espessas sucessões arenosas potencialmente armazenadoras de fluidos (e.g. França & Potter, 1988, 1991; Levell et al., 1988; Eyles et al., 1995; Potter et al., 1995; O'Brien et al., 1998).

Indícios de hidrocarbonetos em arenitos do Grupo Itararé foram verificados desde o início das campanhas de exploração na bacia. Gás gerado em folhelhos devonianos da Formação Ponta Grossa foi detectado em arenitos porosos selados por diabásio ou por lamitos do próprio Grupo Itararé (Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé). Situam-se nesse contexto as ocorrências de Cuiabá Paulista, Chapéu do Sol e Rio Piquiri, localizadas na porção

centro-leste da bacia. O resultado mais significativo relacionado a esse sistema petrolífero obteve-se na década de 1990, com a descoberta do campo de Barra Bonita, uma acumulação sub-comercial de gás no centro-oeste do Paraná. Após isso, no entanto, pouco se avançou na caracterização sedimentológica e estratigráfica dos reservatórios.

O reduzido nível de conhecimento sobre reservatórios e rochas selantes do Grupo Itararé pode ser atribuído ao pequeno número de dados de subsuperfície (poços e sísmica), mas é decorrente, sobretudo, da dificuldade em descrever a organização estratigráfica da unidade. Arenitos alcançam às vezes mais da metade da constituição litológica do Grupo Itararé e encontram-se como corpos espessos, porém com sensíveis variações de espessura e alternados com fácies que mostram influência glacial e/ou marinha na sedimentação. As sucessões arenosas são heterogêneas e marcadas por grandes variações nos padrões deposicionais. Tais variações dificilmente são verificadas em subsuperfície devido à baixa resolução das assinaturas geofísicas dos poços.

O entendimento da gênese dos arenitos é de grande importância na análise de reservatórios, pois pode trazer informações sobre propriedades petrofísicas, geometria e heterogeneidades dos corpos sedimentares. Nesse sentido, é necessário determinar os processos e sistemas deposicionais responsáveis pela deposição de grandes volumes de sedimentos arenosos em contexto glacial, tema ainda pouco compreendido na comunidade geológica nacional e internacional. No ramo da estratigrafia, um dos maiores desafios reside na compreensão da dinâmica tectono-sedimentar de uma bacia com presença de geleiras durante a sedimentação, na qual massas de gelo atuaram como fator modificador do espaço de acomodação e do suprimento sedimentar. Para isso, é necessário o desenvolvimento de modelos a partir da adaptação dos esquemas clássicos da Estratigrafia de Seqüências, com o objetivo de situar os sistemas reservatórios no arcabouço estratigráfico.

Na última década, alguns autores têm enfatizado o papel da dinâmica de avanço e recuo de geleiras na arquitetura estratigráfica das bacias glaciadas. O controle da glácio-isostasia na evolução sedimentar de margens continentais foi analisado e modelado por Boulton (1990), segundo exemplos do Quaternário. Já Martini & Brookfield (1995) e Brookfield & Martini (1999) apresentaram discussão sobre a interação entre oscilações do nível de base e o suprimento de detritos derivados do degelo, propondo modelos de tratos deposicionais glaciais para depósitos glácio-lacustres do Pleistoceno. Para o Paleozóico, merece destaque o trabalho de Visser (1997), que cunhou o termo “seqüência de deglaciação” para descrever seqüências de diamictitos glaciais no Grupo Dwyka da África do Sul, focando os ciclos glaciais (glácio-eustáticos) como principal fator controlador das sucessões verticais de fácies.

Os modelos geológicos existentes para o Grupo Itararé foram baseados principalmente em pesquisas na faixa aflorante e secundariamente em perfis geofísicos e litológicos de poços profundos perfurados na bacia. Perfis de poços têm a vantagem de dispor de informação

vertical contínua, sem omissão de intervalos, o que raramente é obtido em seções aflorantes. Já as variações laterais de fácies comuns no Grupo Itararé e a geometria dos corpos sedimentares só podem ser verificadas em afloramentos. Dentre os inúmeros estudos publicados desde a segunda metade do século XX, contribuíram para um melhor entendimento do Grupo Itararé, em termos de empilhamento e subdivisão estratigráfica, os trabalhos de Daemon & Quadros (1970), Schneider et al. (1974), Soares et al. (1977), Gravenor & Rocha-Campos (1983), França & Potter (1988), França et al. (1996), Santos et al. (1996), Castro (1999) e Canuto et al. (2001). No entanto, carece-se ainda de estudos sistemáticos de correlação superfície – subsuperfície, visando analisar de forma integrada os dados disponíveis.

Nesse sentido, Vesely (2001) analisou o Grupo Itararé em afloramentos no nordeste do Paraná, onde foi possível determinar o empilhamento completo da unidade e descrever detalhadamente as fácies sedimentares na vertical. A partir desse empilhamento, foram estabelecidas correlações com poços a oeste mediante a montagem de uma seção paralela ao *strike* deposicional da unidade, que possui direção média leste-oeste. Os resultados mostraram boa equivalência entre dados de superfície e subsuperfície e possibilitaram uma análise integrada até então não obtida em trabalhos anteriores, conciliando a continuidade vertical dos perfis de poços com o detalhe sedimentológico e arquitetônico dos dados de campo. Isso resultou na proposta de um modelo evolutivo baseado na Estratigrafia de Seqüências para a área em questão, publicado em Vesely & Assine (2004).

Contudo, a aplicação dos conceitos desenvolvidos no restante da bacia não foi estabelecida devido à carência de levantamentos dessa natureza em outras áreas. Da mesma forma, possíveis variações no arcabouço estratigráfico ao longo do mergulho deposicional (seções *dip*) não foram avaliadas. Também se carece de melhor caracterização faciológica dos arenitos e litotipos associados, bem como a avaliação do condicionamento estratigráfico dos intervalos reservatórios e análise qualitativa das heterogeneidades presentes. Essas e outras pendências serviram de motivação para o estudo apresentado neste trabalho. Os resultados apresentados são produto de vários anos de pesquisas envolvendo o estudo do Grupo Itararé na borda oriental da Bacia do Paraná. Durante o período, as atividades desenvolvidas contaram com o suporte técnico e infra-estrutura da Universidade Federal do Paraná (UFPR) e Universidade Estadual Paulista (Unesp - Rio Claro). O financiamento para os trabalhos de campo e escritório partiu de recursos concedidos pela Petrobrás (Projeto Modres), sob coordenação do Prof. Sidnei P. Rostirolla (UFPR), e Fapesp (processos 98/02183-3 e 99/04559-3), sob coordenação do Prof. Mario L. Assine (Unesp).

A discussão dos resultados da tese foi dividida segundo dois grandes temas: dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica. O primeiro tema trata dos processos sedimentares, sistemas deposicionais e polaridade do preenchimento enquanto que o segundo refere-se à

organização espacial e temporal do registro estratigráfico. O texto foi organizado na forma de capítulos temáticos parcialmente independentes, tendo em vista a possibilidade de uma análise desmembrada em assuntos mais específicos inseridos no contexto geral do trabalho. O conteúdo de alguns capítulos encontra-se já publicado ou em vias de publicação (textos *no prelo* ou submetidos) a partir de trabalhos realizados pelo autor e colaboradores antes e durante o período de execução do projeto de doutorado (Vesely & Assine, 2002, 2004, 2006; Vesely et al., 2003a,b, 2005, 2007).

1.2. OBJETIVOS

Tendo em vista as considerações apresentadas, o presente trabalho tem como escopo apresentar novo detalhamento da estratigrafia do Grupo Itararé no centro-leste da Bacia do Paraná e avaliar as implicações na exploração de petróleo. Para isso, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Revisão e análise crítica dos modelos estratigráficos e exploratórios existentes para o Grupo Itararé;
- Caracterização, classificação e documentação das fácies sedimentares em afloramentos e testemunhos de poços;
- Determinação dos sentidos de paleocorrentes e paleofluxo glacial;
- Interpretação dos processos formadores das fácies;
- Reconhecimento de associações de fácies geneticamente relacionadas e seu significado paleoambiental;
- Identificação de superfícies-chave e padrões de empilhamento estratigráfico;
- Definição de um arcabouço estratigráfico a partir da análise e correlação do empilhamento em de seções aflorantes e poços profundos;
- Reconhecimento de seqüências e interpretação dos tratos de sistemas deposicionais;
- Compreensão da gênese e significado estratigráfico dos intervalos arenosos;
- Integração dos resultados e reavaliação das classificações litoestratigráficas;
- Aplicação dos resultados obtidos na análise da continuidade, distribuição e arquitetura de sistemas reservatórios;

1.3. ÁREA DE ESTUDO

A Bacia do Paraná ocupa a região centro-leste da América do Sul, estendendo-se por uma área de 1.600.000 km² que inclui terras do Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai (Fig. 1.1). A bacia apresenta história geológica paleozóica-mesozóica de natureza policíclica, com alternância entre épocas de subsidência e soerguimento, dando origem a superseqüências limitadas por discordâncias regionais (Fig. 1.2). Seu desenvolvimento e evolução transcorreram

inteiramente sobre o interior da Plataforma Sul-Americana, porém com reflexos da tectônica fanerozóica nas margens da placa.

A carta estratigráfica adotada no presente trabalho (Milani et al., 1994) representa o arcabouço atualmente mais utilizado na comunidade geológica, embora divergências existam quanto ao posicionamento e idade de alguns intervalos, incluindo-se aí a proposta recente de Milani (2004). Segundo a classificação da figura 1.2, a bacia compreende cinco supersseqüências e suas respectivas unidades litoestratigráficas formais: 1. ordovício-siluriana (Grupo Rio Ivaí), 2. devoniana (Grupo Paraná), 3. carbonífera-eotriássica (grupos Itararé, Guatá e Passa Dois e Formação Pirambóia), 4. jurássica-eocretácea (formações Botucatu e Serra Geral) e 5. neocretácea (grupos Bauru e Caiuá). Essa carta também contempla a divisão litoestratigráfica de França & Potter (1988) para o Grupo Itararé.

O arcabouço estrutural da bacia é marcado por flexuras e várias direções de alinhamentos tectônicos e zonas de falha (Fig. 1.3), mapeados com auxílio de geofísica e sensoriamento remoto (Vieira, 1973; Ferreira, 1982; Soares et al., 1982; Zalán et al., 1987; Artur & Soares, 2002). Essas estruturas foram desenvolvidas e/ou reativadas durante eventos tectônicos fanerozóicos relacionados à geodinâmica do supercontinente. O flanco leste da bacia corresponde a uma região afetada pelo rifteamento do Atlântico Sul e abertura do oceano, onde grande parte da seção sedimentar paleozóica-mesozóica foi erodida. A borda oeste é marcada pelo Arco de Assunção, cujo soerguimento está relacionado a respostas flexurais da compressão andina cenozóica (Milani & Zalán 1999).

A área estudada situa-se na porção centro-leste da Bacia do Paraná, englobando o estado do Paraná, o extremo sul de São Paulo e o norte de Santa Catarina (Fig.1.1). Sua escolha baseou-se nos seguintes aspectos: 1. posição central na bacia, favorecendo a possibilidade de correlação com áreas a sul e a norte; 2. facilidade de acesso devido à existência de uma malha viária densa; 3. abundância de afloramentos na região do Arco de Ponta Grossa; 4. boa representatividade do Grupo Itararé em termos de empilhamento e diversidade litológica, tanto em superfície quanto em subsuperfície; 5. vasto acervo bibliográfico incluindo trabalhos clássicos sobre o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná; 6. existência de um grande número de dados de poços em comparação com outras áreas; 7. potencial exploratório acentuado, com indícios e ocorrências subcomerciais de gás e grande número de corpos arenosos permeáveis no intervalo analisado. Esses e outros atributos fazem dessa porção da bacia uma área chave para o estudo do Grupo Itararé e adequada para que se atinjam os objetivos traçados.

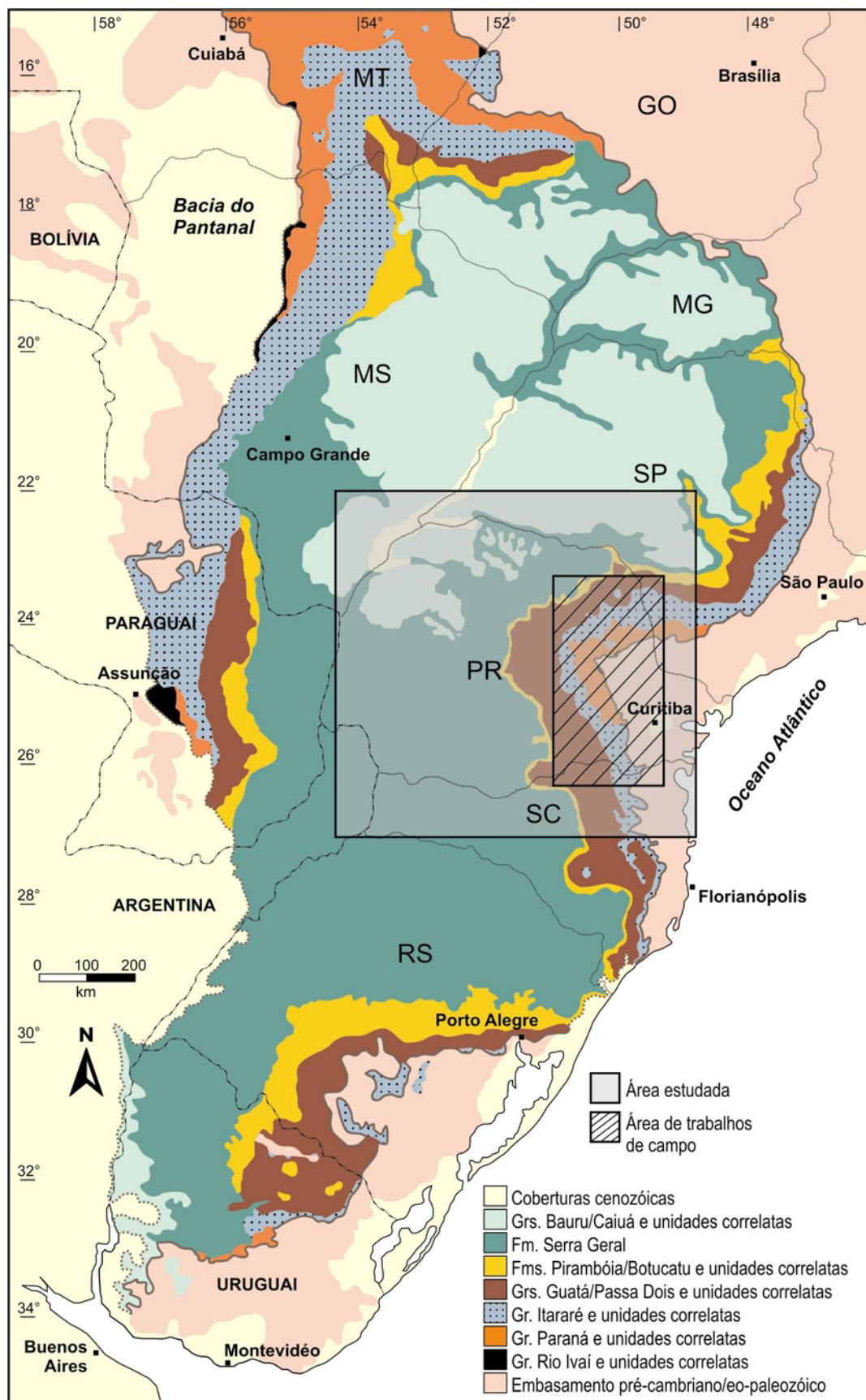


Figura 1.1 – Esboço geológico da Bacia do Paraná, destacando a faixa de afloramentos do Grupo Itararé e a área de estudo no centro-leste da bacia.

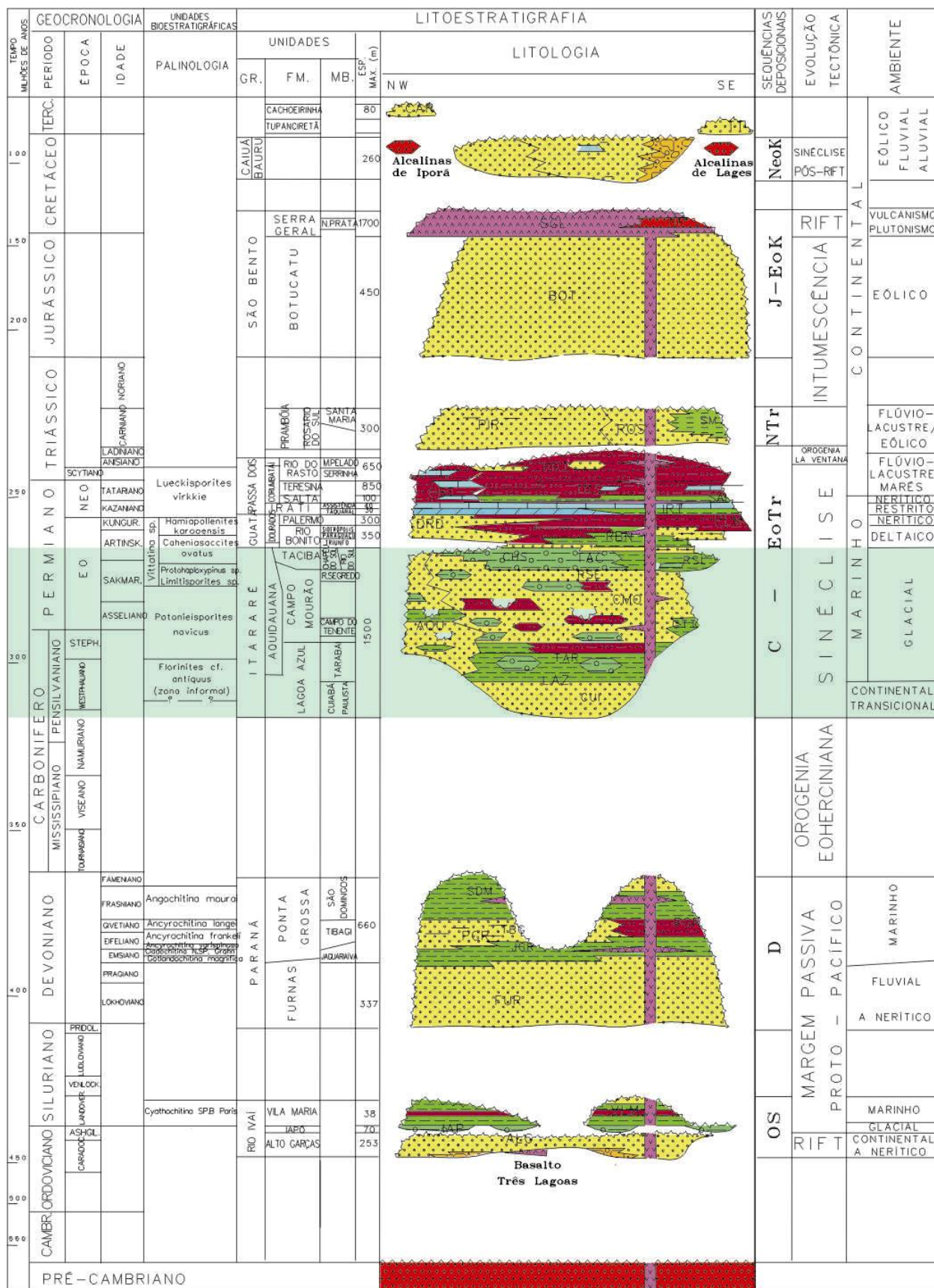


Figura 1.2 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná proposta por Milani et al. (1994), com destaque para o intervalo referente ao Grupo Itararé.

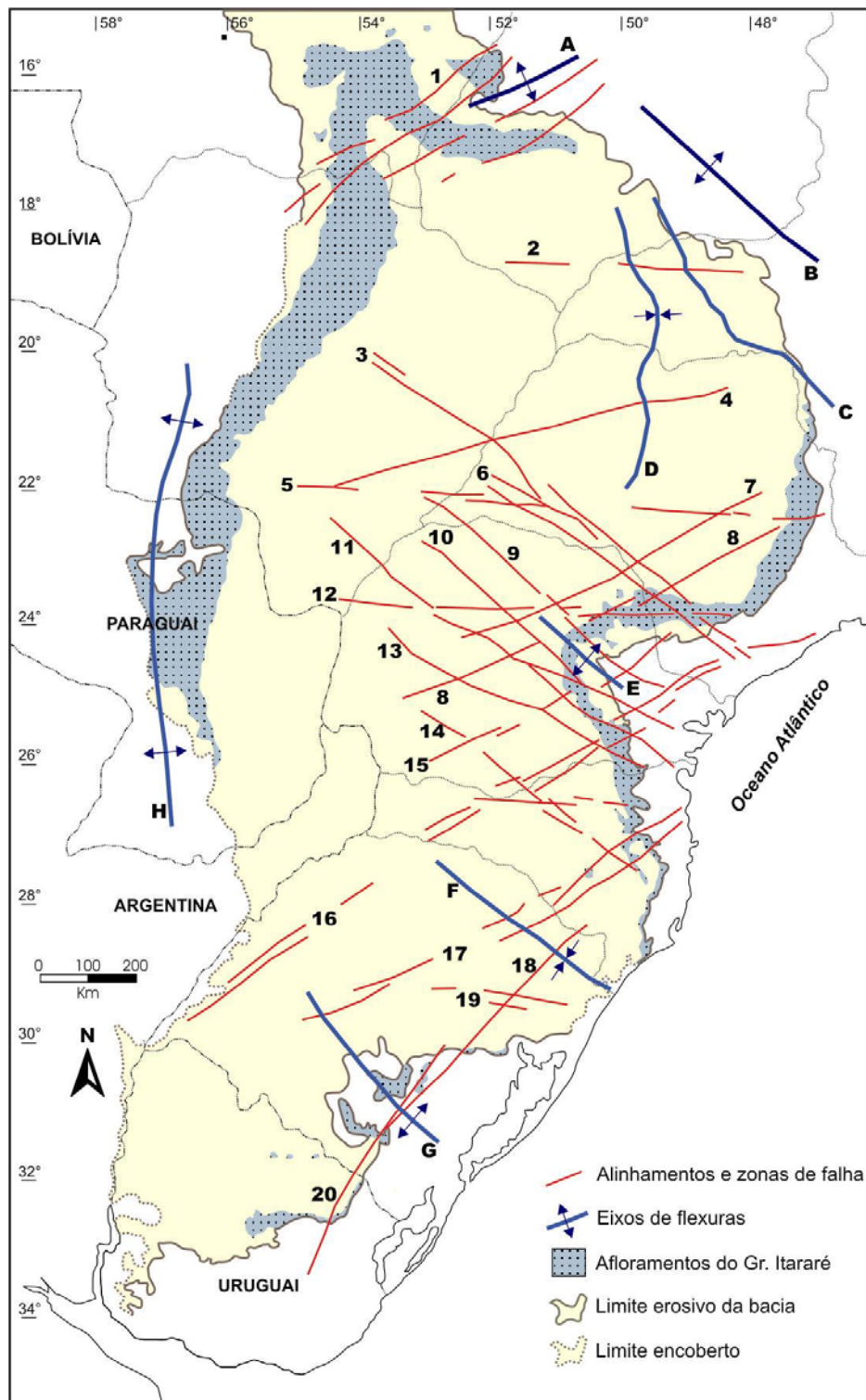


Figura 1.3 – Localização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná (modif. de Vieira 1973, Ferreira 1982 e Zalán et al. 1987): 1) Transbrasiliano; 2) Cassilândia; 3) Guapiara; 4) Araçatuba; 5) Moji-Guaçu/Dourados; 6) Santo Anastácio; 7) Guaxupé; 8) Jacutinga; 9) São Jerônimo/Curiúva; 10) Rio Alonzo; 11) Cândido de Abreu/Campo Mourão; 12) São Sebastião; 13) Rio Piquiri; 14) Caçador; 15) Taxaquara; 16) Lancinha/Cubatão; 17) Blumenau/Soledade; 18) Leão; 19) Bento Gonçalves; 20) Açotea; A) Arco de Bom Jardim de Goiás; B) Arco do Alto Paranaíba; C) Flexura de Goiânia; D) Baixo de Ipiaçu/Campina Verde; E) Arco de Ponta Grossa; F) Sinclinal de Torres; G) Arco do Rio Grande; H) Arco de Assunção.

2. SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS SOBRE O GRUPO ITARARÉ

O acervo bibliográfico sobre o Grupo Itararé envolve trabalhos realizados desde o século XIX, que incluem artigos, notas, resumos em anais de eventos, teses, dissertações e relatórios internos de empresas. Devido ao grande volume de informações existente, torna-se praticamente impossível uma revisão completa dos trabalhos. Neste capítulo é apresentada síntese de alguns trabalhos, sobretudo aqueles que contribuíram de forma mais efetiva para a evolução do conhecimento acerca da unidade. Ao mesmo tempo é apresentada uma análise crítica de alguns modelos existentes, dividindo a discussão em cinco temas: 1. histórico e estratigrafia, 2. paleontologia e idade, 3. paleogeografia, 4. evolução tectono-sedimentar e 5. geologia do petróleo.

2.1. HISTÓRICO E ESTRATIGRAFIA

A definição do Grupo Itararé como unidade estratigráfica individualizada foi proposta inicialmente por Euzébio de Oliveira (Oliveira, 1916; 1927), após estudar a região entre os estados de São Paulo e Paraná. Antes disso, relatos sobre depósitos glaciais de idade permocarbonífera haviam sido feitos por Derby (1878) no estado do Paraná e White (1908) em Santa Catarina. O último descreveu na região de Lauro Muller o “conglomerado” glacial Orleans como camada basal do que denominou de Série Tubarão. Desde então até os dias atuais, várias propostas de classificação estratigráfica surgiram, conforme sintetizado na tabela 2.1.

A constatação de que a espessura dos depósitos glaciais e o número de camadas de “tilitos” eram maiores no sul do estado de São Paulo fez com que Oliveira (1927) propusesse a distinção desses depósitos como Série Itararé, baseando-se em seções levantadas no vale do rio homônimo. Desse modo, o autor restringiu a denominação Tubarão para as camadas pós-glaciais, portadoras de plantas fósseis do gênero *Glossopteris* e leitos de carvão, de acordo com a descrição de White (1908).

No flanco oeste da Bacia do Paraná, próximo à região de Aquidauana – MS, camadas arenosas avermelhadas sotopostas à Formação Botucatu foram denominadas de Arenito Aquidauana por Lisboa (1909 apud Gesicki 1996). Almeida (1945 apud Gesicki 1996) descreveu em mais detalhe a sucessão, identificando depósitos glaciais e assumindo equivalência com os estratos da Série Tubarão. Trabalhos subsequentes mostraram que rochas com as mesmas características estendiam-se até o norte da bacia, nos estados de Mato Grosso, Goiás e nordeste de São Paulo (e.g. Schneider et al., 1974; Guirro, 1991). Posteriormente a unidade foi tratada como Formação Aquidauana e incluída dentro do Grupo Itararé (França & Potter, 1988).

Gordon (1947) foi o primeiro a elevar o Itararé tentativamente à categoria de Grupo, separando uma sucessão glacial na base (Formação Palmira) de uma marinha no topo (Formação Taió). Mais tarde, essas duas unidades seriam mapeadas em todo o estado do

Paraná por Maack (1953). No entanto, a subdivisão não repercutiu na comunidade geológica e o Grupo Itararé tornou a ser tratado como unidade indivisa.

Tabela 2.1 – Síntese da evolução da nomenclatura estratigráfica do Grupo Itararé. Áreas de estudo: 1. vale do rio Tubarão - SC; 2. vale do rio Itararé - PR/SP; 3. região sul do Brasil; 4. sondagem de Araquá - SP; 5. Estado do Paraná; 6. bacia do rio Corumbataí - SP; 7. toda a bacia; 8. Santa Catarina e sul do Paraná; 9. toda a bacia (subsuperfície); 10. toda a bacia (subsuperfície); 11. Centro-norte do Paraná (superfície e subsuperfície).

1 White 1908			2 Oliveira 1916			3 Gordon 1947			4 Barbosa & Almeida 1948																																																		
Série Tubarão			Fm. Rio Bonito			Série Tubarão			Fm. Itapetininga																																																		
			Conglomerado glacial Orleans			Série Itararé			Depósitos glaciais			Fm. Tietê																																															
			Arenitos e folhelhos									Fm. Gramadinho																																															
									Fm. Capivari																																																		
									Fm. Itu																																																		
5 Lange 1954						6 Barbosa e Gomes 1958						7 Rocha-Campos 1967						8 Schneider et al. 1974																																									
Série Tubarão						Grupo Guatá						Subgrupo Guatá						Grupo Guatá																																									
						Grupo Itararé						Fm. Teixeira Soares						Fm. Itapetininga																																									
												Fm. Palmeira						Fm. Tietê						Fm. Rio do Sul																																			
																		Fm. Gramadinho						Subgrupo Itararé						Fm. Mafra																													
																		Fm. Capivari												Fm. Campo do Tenente																													
																		Fm. Elias Fausto																																									
Fm. Itu																																																											
9 França & Potter 1988												10 Milani et al. 1994												11 Vesely & Assine 2004																																			
Grupo Itararé												Fm. Taciba												Fm. Taciba												Fm. Taciba																							
												Mb. Rio do Sul / Mb. Chapéu do Sol												Mb. Rio do Sul / Mb. Chapéu do Sol												Mb. Rio do Sul / Mb. Chapéu do Sol												Sequência 5											
																								Mb. Rio Segredo												Mb. Rio Segredo																							
												Mb. Lontras												Mb. Rio Segredo												Mb. Lontras												Seq.4											
																																																Seq.3											
																																																Seq.2											
Fm. Campo Mourão												Fm. Campo Mourão												Fm. Campo Mourão																																			
Fm. Lagoa Azul												Mb. Tarabaí												Mb. Tarabaí												Mb. Tarabaí												Seq.1											
												Mb. Cuiabá Paulista												Mb. Cuiabá Paulista												Mb. Cuiabá Paulista												-----											

Quase todas as tentativas de subdivisão do Grupo Itararé realizadas nas décadas de 1940 e 1950 eram de caráter local e as unidades definidas não podiam ser correlacionadas a longas distâncias. A dificuldade estava em reconhecer conjuntos com identidade litológica própria, já que a recorrência vertical de fácies era uma característica marcante nas seções levantadas. Com isso, a maioria das propostas de subdivisão revestia-se de premissas genéticas, tais como presença de fósseis marinhos, horizontes de carvão ou depósitos tipicamente glaciais.

Barbosa & Almeida (1948) definiram quatro unidades no estado de São Paulo com base em dados obtidos no poço de Araquá. Ao interpretar múltiplos horizontes de diamictitos como verdadeiros tilitos, os autores partiram da hipótese de que tais camadas deveriam constituir marcos estratigráficos, pois representavam avanços glaciais generalizados. O modelo foi logo adotado por Beurlen (1955), que correlacionou os “tilitos” paulistas com outros horizontes glaciais no sul da bacia, como a camada Orleans, assumindo sua grande extensão horizontal.

Trabalhos posteriores mostraram que tal procedimento não era adequado, pois os tilitos não tinham continuidade lateral e muitos eram na verdade diamictitos depositados a partir do retrabalhamento de sedimentos glaciais em meio aquoso. Nessa linha, merecem destaque os trabalhos de Lange (1954) e Loczy (1964), que passaram a utilizar camadas marinhas fossilíferas como os folhelhos Passinho e Guaraúna para estabelecer correlações regionais. Lange (1954) apresentou ainda proposta de subdividir a unidade Itararé em dois intervalos, um basal de origem glacial (Formação Palmeira) e um superior de natureza marinha, denominado de Formação Teixeira Soares, onde estariam inseridas faunas de invertebrados como as de Rio d’Areia, Baitaca e do folhelho Passinho. Mas a representação dessas unidades em mapa não foi consolidada.

A dificuldade de correlação e subdivisão do Grupo Itararé em conjuntos litológicos mapeáveis ocasionou divergências quanto à hierarquia litoestratigráfica da unidade. Rocha-Campos (1967) adotou a hierarquia de subgrupo, seguindo proposta de Petri (1964), já que não havia até então uma divisão formal e operacional. Desse modo, o Grupo Tubarão na opinião dos geólogos de São Paulo, era composto pelo Subgrupo Itararé na base (glacial) e o Subgrupo Guatá no topo (pós-glacial). Essa nomenclatura é ainda hoje utilizada pela maioria dos pesquisadores da porção paulista da bacia.

A idéia de sedimentação “pós-glacial” para os estratos do Grupo Guatá baseava-se na interpretação de que o desaparecimento dos diamictitos concomitantemente ao surgimento de carvão e o advento da flora de *glossopteris* nesse nível estratigráfico significavam melhoria climática e dissipação das geleiras na bacia. Em termos litoestratigráficos, Northfleet et al. (1969) posicionaram o contato Itararé/Guatá na “base do primeiro arenito acima do último diamictito”, o que se mostrou operacional em trabalhos de subsuperfície. No entanto, alguns trabalhos demonstraram que condições glaciais ainda persistiram durante o início da deposição

do Grupo Guatá e que contextos paleogeográficos ditos “pós-glaciais” ocorreram também durante a sedimentação do próprio Grupo Itararé (e.g. Teixeira & Dutra, 1934; Almeida, 1945; Castro, 1991; Souza et al., 1993). Pontos a favor dessa interpretação são diamictitos interdigitados com fácies costeiras semelhantes às da Formação Rio Bonito no topo do Grupo Itararé e horizontes de carvão sob espessas sucessões de diamictitos, como ocorre na área de Ribeirão Novo, norte do Paraná. Reforça o modelo o fato de que a passagem Itararé/Guatá insere-se em um mesmo intervalo palinobioestratigráfico (Souza et al., 1999; Souza, 2000), não havendo indícios de significativas mudanças paleoecológicas,. Isso mostra que a concepção genética glacial/pós-glacial não pode ser utilizada como critério de demarcação do limite litoestratigráfico proposto para separar os grupos Itararé e Guatá, pelo menos nos estados do sul.

Um dos primeiros resultados bem sucedidos de mapeamento sistemático do Grupo Itararé foi obtido na década de 1960 pelos geólogos da Comissão da Carta Geológica do Estado do Paraná (e.g. Fuck, 1966). Na região compreendida entre Lapa e Palmeira, sudeste do Paraná, a porção inferior do Grupo Itararé foi subdividida em várias associações de litofácies mapeadas na escala 1:50.000, inclusive com denominações litoestratigráficas informais como o tilito Cancela. Os trabalhos de J.J. Bigarella e colaboradores também contribuíram para o acréscimo de conhecimento sobre a glaciação permocarbonífera no sul do Brasil, com a descoberta de inúmeros pavimentos glaciais estriados, exemplificado pela famosa ocorrência de Witmarsum descrita em Bigarella et al. (1967).

Trabalhos de mapeamento geológico executados pela Petrobras na década de 1970 acarretaram em grandes avanços no conhecimento estratigráfico da Bacia do Paraná, sobretudo para a sucessão permocarbonífera (e.g. Medeiros & Thomaz Filho, 1973; Tommasi, 1973; Vieira, 1973). Síntese dos resultados obtidos foi publicada por Schneider et al. (1974), que elevaram novamente a unidade Itararé para a categoria de Grupo e apresentaram proposta de subdividi-la nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul (Fig. 2.1), baseando-se na divisão tripartite sugerida inicialmente por Tommasi (1973). Essas três unidades foram mapeadas em escala 1:100.000 no estado de Santa Catarina e extremo sul do Paraná e apresentam espessuras máximas de 137 m, 360 m e 330 m respectivamente, conforme levantado nas seções-tipo (Tommasi, 1973; Schneider et al., 1974). As formações Campo do Tenente e Rio do Sul são essencialmente lamíticas, predominando diamictitos, folhelhos e ritmitos. Já a unidade intermediária – Formação Mafra – é caracterizada pela abundância de arenitos, desde finos a conglomeráticos, mas com intercalações de diamictitos e folhelhos.

Na base da Formação Rio do Sul foi destacada uma sucessão de folhelhos negros chamada de folhelho Lontras, assim denominado devido ao nome da localidade-tipo no leste do estado de Santa Catarina. Segundo Schneider et al. (1974), as formações Campo do

Tenente e Mafra sofrem acunhamento para sul até desaparecerem por completo. A partir da altura do rio Itajaí-Açu, em direção ao sul, o Grupo Itararé é todo representado pelos estratos lamíticos da Formação Rio do Sul, assentados sobre o embasamento pré-cambriano/eopaleozóico. Ainda mais a sul, o Grupo Itararé desaparece e a Formação Rio Bonito assenta-se diretamente sobre o embasamento.

Soares et al. (1977) revisaram a classificação de Barbosa & Almeida (1949) e mapearam três quadrículas no leste do estado de São Paulo (Capivari, Porto Feliz e Laranjal Paulista). Consideraram a unidade Itararé composta por três intervalos assim denominados: Membro Itu (inferior), Membro Capivari (médio) e Membro Tietê (superior). Dessa forma, a hierarquia das unidades previamente definidas foi rebaixada, o que causou certa confusão na nomenclatura, já que alguns termos foram preservados e outros eliminados e incluídos em unidades maiores. Em síntese, e segundo a concepção de Soares et al. (1977), o Membro Itu (basal) seria equivalente à Formação Itu *sensu* Barbosa & Almeida (1949); o Membro Capivari (médio) englobaria as antigas formações Elias Fausto, Capivari e Gramadinho; o Membro Tietê seria correspondente à antiga Formação Tietê. A ausência de uma seção tipo dificultou a correlação das unidades paulistas com as sulinas, tendo em vista que os limites litoestratigráficos adotados por Soares et al. (1977) foram diferentes daqueles empregados em Santa Catarina por Schneider et al. (1974).

Caetano-Chang (1984) analisou a estratigrafia do Grupo Itararé na região sudoeste do estado de São Paulo, numa área até então pouco estudada e que coincide com a zona de máxima espessura da unidade em superfície (~1.100 m). A partir do levantamento de seções nas principais rodovias da área, foi possível determinar o empilhamento vertical do Grupo Itararé, reconhecer unidades litológicas e estabelecer correlações com perfis de poços próximos. Com isso, demonstrou-se que a seção estudada em superfície naquela área era equivalente ao intervalo atravessado pelos poços, tanto em termos de espessura quanto de fácies sedimentares. Com isso, conclui-se que a borda atual da bacia não corresponde ao seu limite original no Permocarbonífero, como postulado por outros autores (e.g. Zalán et al., 1987).

A aplicação do método da análise de fácies no Grupo Itararé teve seu início de forma mais efetiva e sistemática com trabalhos realizados nas décadas de 1980 e 1990 (e.g. Souza Filho, 1986; Caetano-Chang & Landim, 1987; Stevaux et al., 1987; Gama Jr., et al. 1992). Esses e outros trabalhos, realizados principalmente no estado de São Paulo, contribuíram sobremaneira para o entendimento dos mecanismos atuantes na deposição do Grupo Itararé, com a distinção entre processos glaciais e não-glaciais.

A primeira proposta de subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé em âmbito regional foi apresentada por França & Potter (1988), porém exclusivamente com dados de subsuperfície. A partir da correlação entre perfis de poços profundos, os autores reconheceram e mapearam três unidades denominadas de formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (Fig. 2.2).

Segundo a definição original, as três formações apresentam arranjo vertical de fácies semelhante, que compreende uma seção arenosa na base e uma seção pelítica no topo, compondo assim um ciclo de granodecrescência ascendente. Dessa forma, a Formação Lagoa Azul comporta da base para o topo os membros Cuiabá Paulista (arenitos) e Tarabaí (diamictitos, folhelhos e arenitos). A Formação Taciba inclui os membros Rio Segredo (arenitos e conglomerados) e Chapéu do Sol (diamictitos), sendo que o último passa lateralmente em direção ao sul da bacia para folhelhos e ritmitos denominados de Membro Rio do Sul, herdando terminologia de Schneider et al. (1974).

Para a Formação Campo Mourão, unidade intermediária, não foi possível a divisão em membros rastreáveis lateralmente em virtude do maior número de intercalações arenosas. No entanto, França & Potter (1988) destacaram um membro argiloso constituído de folhelhos e diamictitos no topo da unidade em Santa Catarina, o qual correlacionaram ao folhelho Lontras de Schneider et al. (1974). Mais tarde, o Membro Lontras foi rastreado até o norte da bacia e considerado equivalente ao horizonte marinho de Capivari-SP (Soares, 1991; Castro, 1999).

O modelo de França & Potter (1988) trouxe grande contribuição para o conhecimento do Grupo Itararé em âmbito regional, mas não foi estendido para a faixa de afloramentos. Apesar da aparente inviabilidade de correlação, os próprios autores admitiram que somente a porção superior do Grupo Itararé estaria preservada na faixa aflorante oriental, num contexto de borda de bacia. Mesmo raciocínio foi adotado por Eyles et al. (1993) e Milani et al. (1994). Essa idéia logo foi contestada por trabalhos subseqüentes que, a partir de dados palinológicos e de correlação cronoestratigráfica, verificaram que mesmo a seção mais antiga do Grupo Itararé ocorre na faixa de afloramentos, pelo menos nos estados de São Paulo e Paraná (e.g. Soares, 1991; França et al., 1996; Souza, 2000; Vesely, 2001).

A posição da Formação Aquidauana no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé sempre foi objeto de muita discussão. Isso em parte decorre do fato dessa formação ser essencialmente arenosa e pobre em níveis fossilíferos. França & Potter (1988) trataram a Formação Aquidauana como uma unidade arenosa depositada contemporaneamente a todo o Grupo Itararé, porém em situação paleogeográfica distinta. Para Schneider et al. (1974), a Formação Aquidauana equivale cronologicamente à Formação Campo do Tenente, com suporte no esquema bioestratigráfico de Daemon & Quadros (1970). Santos et al. (1996) compartilhou da mesma interpretação ao considerar que a Formação Aquidauana registra o início da sedimentação do Grupo Itararé na porção norte da bacia. Estudando a faixa de afloramentos no estado de Mato Grosso, Guirro (1991) estabeleceu correlações com poços próximos, admitindo equivalência da Formação Aquidauana com o intervalo arenoso composto pela Formação Campo Mourão e o Membro Rio Segredo da Formação Taciba. Nas seções apresentadas por esse autor, pode ser identificado um intervalo lamítico na parte superior da

Formação Campo Mourão que poderia representar o prolongamento do Membro Lontras nessa área da bacia.

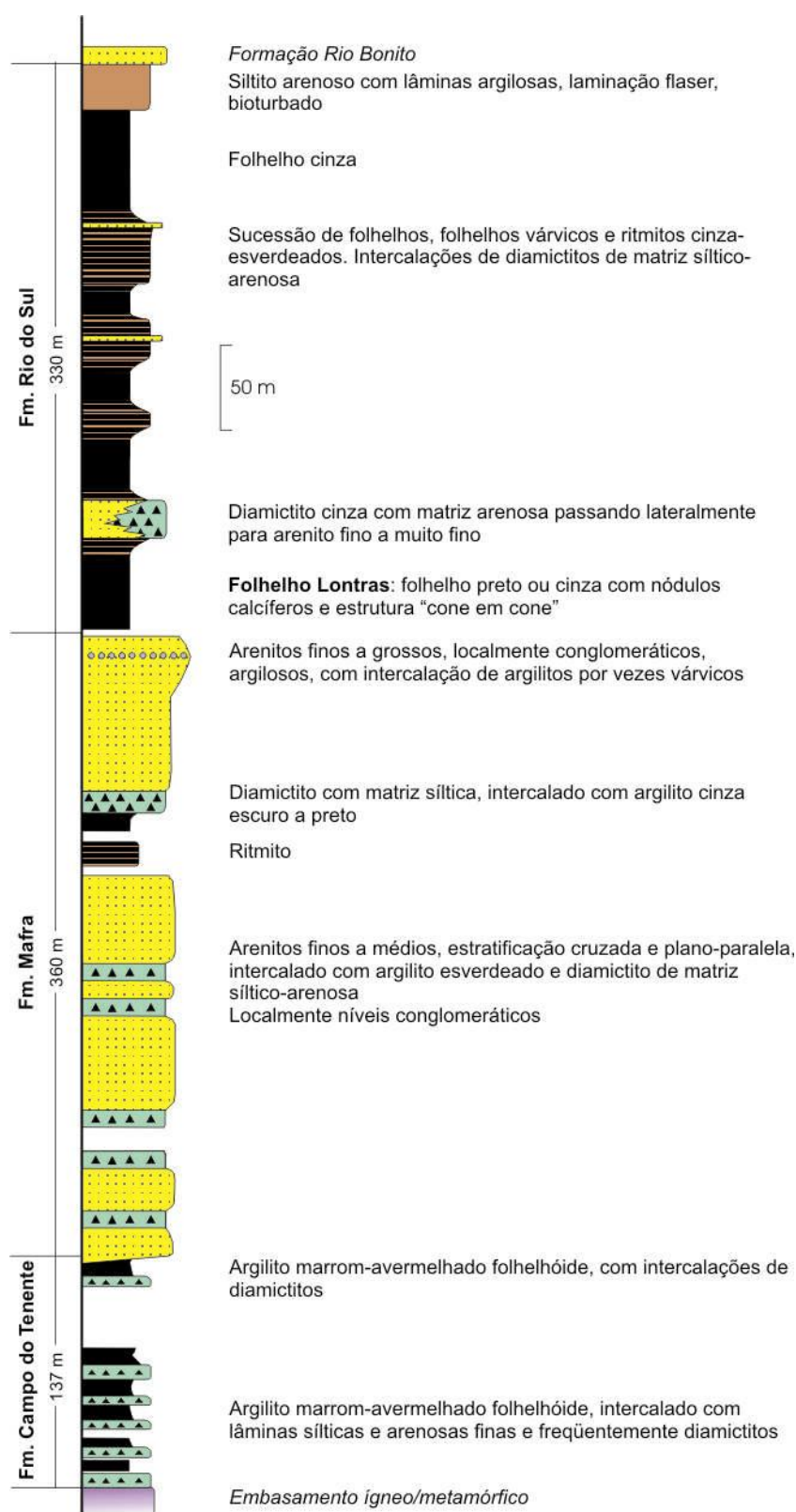


Figura 2.1 – Perfil composto ilustrando a subdivisão do Grupo Itararé nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul (modificado de Schneider et al., 1974). A classificação é válida para Santa Catarina e sul do Paraná.

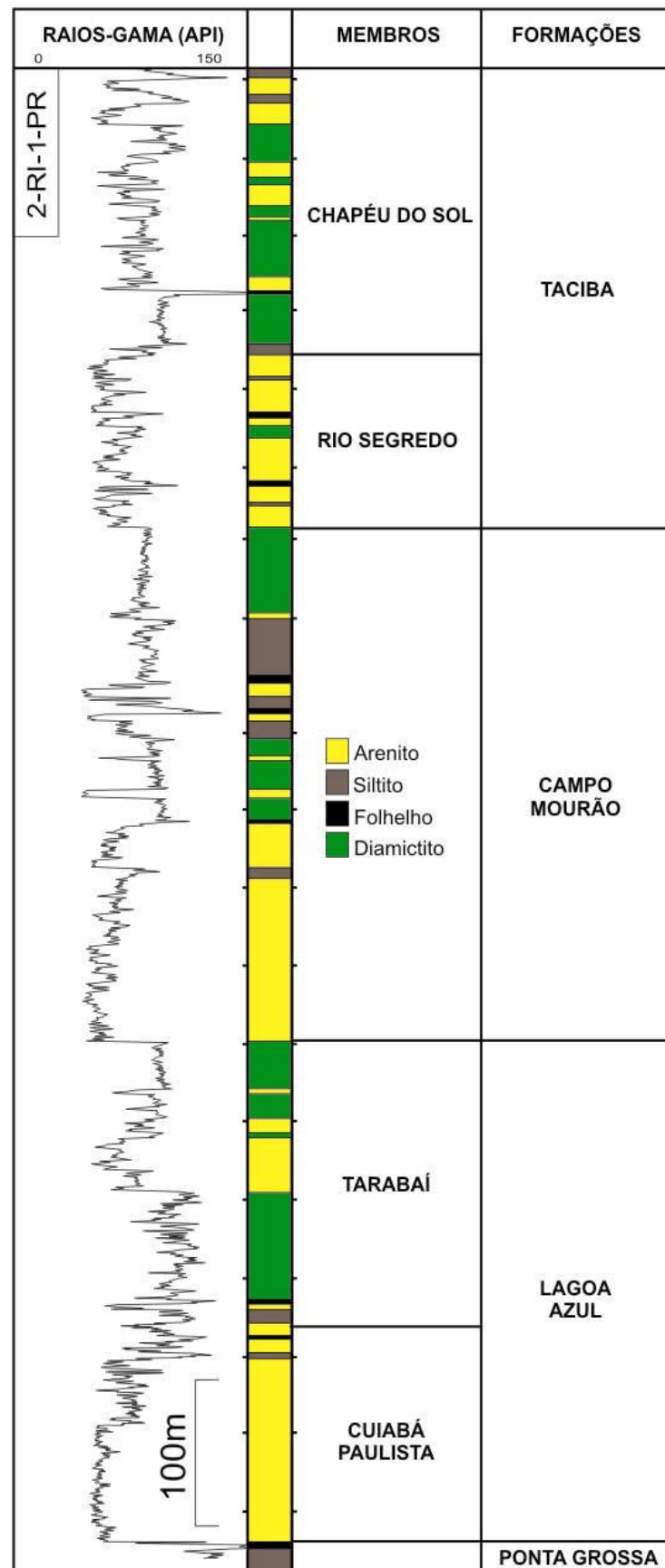


Figura 2.2 – Perfil do poço Rio Ivaí (Paulipetro), situado no noroeste paranaense, representando a subdivisão do Grupo Itararé proposta por França & Potter (1988).

As formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba correspondem a unidades litoestratigráficas formais, pois apresentam seções-tipo em perfis de poços e são mapeáveis em subsuperfície. Porém, a base para sua individualização não foi a distinção por critérios litológicos, mas o padrão vertical expresso nas assinaturas geofísicas dos poços. De acordo com a descrição de França & Potter (1988), as três unidades exibem padrões de perfil e conseqüentemente arranjos verticais de fácies semelhantes, caracterizando recorrência vertical e ciclicidade na sedimentação. Os ciclos são de característica essencialmente retrogradacional e foram interpretados por França & Potter (1988) como possíveis oscilações do nível do mar em resposta a três grandes ciclos glaciais ou glaciações.

Esse trabalho foi sem dúvida um marco da estratigrafia do Grupo Itararé, pois trouxe uma perspectiva em escala de bacia ainda não proporcionada em trabalhos anteriores. No entanto, a classificação litoestratigráfica se confunde com um arcabouço cronoestratigráfico, dada a equivalência entre ciclos (ou seqüências) e unidades litológicas formais. A continuidade das pesquisas tanto por parte da Petrobras quanto por pesquisadores de outras instituições demonstrou a necessidade de ajustes na classificação estratigráfica para torná-la operacional em trabalhos de mapeamento. Com isso, Milani, França & Schneider (1994) deslocaram o membro arenoso Rio Segredo para a Formação Campo Mourão e restringiram a Formação Taciba à sua metade argilosa (membros Chapéu do Sol e Rio do Sul).

O desenvolvimento da idéia dos três ciclos paralelamente ao rápido avanço da moderna Estratigrafia de Seqüências trouxe a necessidade de se analisar o Grupo Itararé sob um enfoque mais cronoestratigráfico. Nessa linha merecem destaque os trabalhos de França et al. (1996), Castro (1999), d'Ávila (1999), Canuto et al. (2001) e Vesely & Assine (2004). É importante ressaltar que Medeiros (1971) já havia chamado a atenção para a existência de três ciclos estratigráficos no Grupo Itararé, identificados em afloramentos da seção Lapa – São Mateus do Sul (BR-476), no sul do Paraná.

Conforme discussão apresentada por d'Ávila (1999), os três ciclos maiores (ou formações) do Grupo Itararé corresponderiam a seqüências de 2ª ordem, com duração aproximada de 10 Ma. Estudando a mesma área analisada por Medeiros (1971), o autor admite ainda a presença de ciclos de maior freqüência (seqüências de 3ª ordem), com sucessões arenosas canalizadas na base passando para fácies lamítico-arenosas, em um típico padrão retrogradacional. Arcabouço bastante semelhante foi verificado no nordeste do Paraná, onde o Grupo Itararé apresenta cerca de 800 m de espessura e pode ser dividido em 5 seqüências de 3ª ordem com padrão retrogradacional-progradacional (Vesely, 2001). Na base dessas seqüências ocorrem pacotes arenosos com até 100 m de espessura, assentados sobre discordâncias erosivas.

Apenas na última década foram apresentadas propostas de interpretar a estratigrafia do Grupo Itararé segundo conceitos de análise de seqüências em bacias glaciadas, sobretudo

inspirados na sedimentação cenozóica do Hemisfério Norte e Antártica. Ao contrário de trabalhos anteriores que restringiam as massas de gelo somente às margens da bacia, essas contribuições mais recentes admitiram o avanço das geleiras dentro da bacia, gerando discordâncias e exercendo controle significativo na sedimentação. França et al. (1996) e Canuto et al. (2001), por exemplo, consideraram os efeitos da glácio-isostasia como controle importante da arquitetura estratigráfica, tanto na geração de desconformidades quanto na deposição de sucessões regressivas. As influências da posição da margem da geleira no aporte de sedimentos e no espaço de acomodação, refletidas na natureza dos tratos deposicionais, foram avaliadas por d'Ávila (1999) e Vesely (2001).

Apesar da sua grande espessura (>1.300 m) e persistência em toda a Bacia do Paraná, a hierarquia litoestratigráfica da unidade Itararé é ainda controversa, em virtude da ausência de subdivisão operacional em âmbito regional. Essa deficiência encontra-se atualmente superada pelo menos em subsuperfície, mas há ainda necessidade de melhor integração com a faixa de afloramentos. Trabalhos realizados até o momento nesse sentido demonstraram que, pelo menos nos estados sulinos, a correlação superfície/subsuperfície é viável, havendo grande expectativa de sucesso em futuras campanhas de mapeamento. Tendo em vista essa situação, adota-se neste trabalho a hierarquia de Grupo para o Itararé, compartilhando dos argumentos discutidos por Schneider et al. (1974) e França & Potter (1988).

2.2. PALEONTOLOGIA E IDADE

O Grupo Itararé apresenta conteúdo relativamente variado de fósseis, que inclui micro e macrofósseis vegetais, invertebrados (gastrópodes, bivalves, braquiópodes, insetos, foraminíferos, espículas de esponjas, equinodermas, ostracodes e escolecodontes) e icnofósseis, além de peixes (Petri & Souza, 1993). Horizontes de carvão também foram relatados na unidade há várias décadas, ocorrendo em múltiplos níveis estratigráficos principalmente no norte do estado do Paraná e em São Paulo. Revisões detalhadas sobre as descobertas paleontológicas e suas implicações bioestratigráficas foram publicadas nos trabalhos de Rocha-Campos (1967) e Petri & Souza (1993).

Segundo Souza (2000), os invertebrados marinhos oferecem os melhores subsídios para correlações estratigráficas dos intervalos onde ocorrem, mas estudos realizados até o momento no Grupo Itararé não alcançaram resultados que permitissem estabelecer um esquema bioestratigráfico baseado nesse grupo fóssil. Dentro da área estudada no presente trabalho, os principais sítios de ocorrência de invertebrados fósseis no Grupo Itararé são: Teixeira Soares e Guaraúna no estado do Paraná e Mafra no estado de Santa Catarina (Fig. 2.3).

A fauna de Teixeira Soares compreende três horizontes fossilíferos marinhos distribuídos num intervalo de 70 m, denominados, da base para o topo, de Rio d'Areia, Baitaca

e Passinho (Almeida, 1945; Lange, 1954). A fauna do folhelho Passinho foi descoberta por Oliveira (1918 apud Oliveira 1927) numa sondagem para carvão executada próximo à localidade de Fernandes Pinheiro. Posteriormente, o folhelho foi identificado na seção levantada por Almeida (1945) no córrego Baitaca, em Teixeira Soares, como um pacote de aproximadamente 60 m de espessura.

Segundo Beurlen (1954) e Lange (1954), o folhelho Passinho é um horizonte marinho de grande extensão lateral e situa-se estratigraficamente no topo do Grupo Itararé, logo abaixo de ocorrências de *glossopteris* e dos depósitos “pós-glaciais” da Formação Rio Bonito (Fig. 2.3). É portador de pelecípodos, braquiópodos, gastrópodos, insetos e peixes e, segundo Lange (1954), pode ser correlacionado com as camadas marinhas de Budó, no Rio Grande do Sul. O folhelho Guaraúna, cuja seção de referência situa-se no vale do rio homônimo, cerca de 30 km a sudoeste de Ponta Grossa (Beurlen, 1955), está em nível estratigráfico aparentemente similar ao do folhelho Lontras e apresenta gastrópodos, braquiópodos, pelécipodos e crinóides (Rocha-Campos, 1967). O sítio fossilífero de Mafra posiciona-se na porção intermediária do Grupo Itararé, possivelmente em nível correlato ao topo da Formação Campo Mourão, apresentando predomínio de braquiópodos, pelecípodos, espículas de esponjas e peixes.

Conforme Rocha-Campos & Rosler (1978), a fauna marinha do folhelho Passinho apresenta bivalves com possíveis afinidades à fauna de *Eurydesma*, associação marinha reconhecida em bacias da África, Austrália e Argentina e considerada de idade eosakmariana (Permiano Inferior). Na Bacia de Sauce Grande - Claromecó, leste argentino, essa fauna ocorre imediatamente abaixo de um horizonte com *glossopteris*, numa relação estratigráfica idêntica àquela do folhelho Passinho apontada por Beurlen (1954). Segundo Milani (1997), na Bacia do Paraná esse horizonte posiciona-se na Formação Taciba e representa um importante evento de inundação marinha no topo do Grupo Itararé, denominado informalmente de “transgressão eosakmariana”. Nas correlações apresentadas pelo autor, essa superfície coincide com um intervalo argiloso visível nas curvas de raios-gama e foi utilizada como nível de referência regional (marco “T”).

A sistematização da bioestratigrafia do Grupo Itararé deve-se principalmente a dados de palinologia. Um dos trabalhos mais importantes nesse sentido foi realizado por Daemon & Quadros (1970), que elaboraram um biozoneamento com base no estudo de palinórfos principalmente em amostras de poços exploratórios. Os autores posicionaram o Grupo Itararé no Carbonífero Superior e Permiano Inferior, dentro do intervalo Estefaniano – Kunguriano, o que corresponderia às biozonas por eles definidas como G, H, I e J (Fig. 2.3). O intervalo de tempo representado seria de aproximadamente 36 Ma. A biozona J ocorreria somente a partir do estado de São Paulo para norte, significando que, segundo a interpretação desses autores, a sedimentação do Grupo Itararé teria perdurado mais no setor setentrional da bacia.

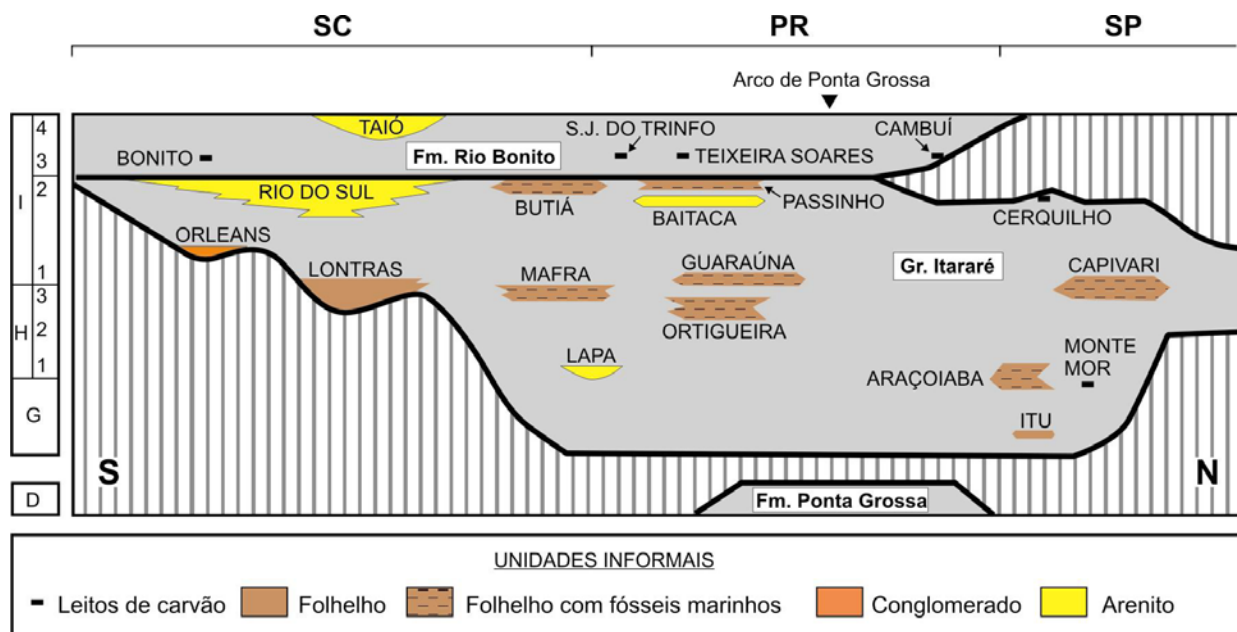


Figura 2.3 – Seção cronoestratigráfica atravessando a área estudada no eixo sul-norte, onde são posicionados os principais horizontes marinhos fossilíferos e demais intervalos informais do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito. A coluna da esquerda refere-se aos intervalos bioestratigráficos de Daemou & Quadros (1970). Figura modificada de Rocha-Campos & Rösler (1978).

Assembléias microflorísticas mais antigas, pertencentes ao andar Westfaliano, foram posteriormente detectadas em diamictitos e folhelhos da base do Grupo Itararé no flanco leste da bacia, como as ocorrências citadas por Lima et al. (1983) no estado de São Paulo e por Daemou & França (1993) no sul do Paraná. O último ainda referiu-se à presença de palinórfos retrabalhados do Devoniano e do Carbonífero Inferior inclusos em diamictitos e folhelhos neocarboníferos. Idade westfaliana também foi atribuída ao carvão de Buri por Souza et al. (1993), a partir de palinórfos.

Frente às crescentes descobertas de palinórfos mais antigos e a problemas de correlação com outras unidades permocarboníferas do Gondwana, Souza (2000) manifestou a necessidade de reavaliação do modelo palinobioestratigráfico concebido para o Grupo Itararé. Na concepção do autor, havia a necessidade de se “baixar” as idades das biozonas, principalmente em função de novas datações obtidas para a seção permiana sobrejacente na África e América do Sul. Estudando as porções paranaense e paulista da bacia, Souza (2000) subdividiu o Grupo Itararé em três biozonas, denominadas, da base para o topo, de zona *Ahrensisporites cristatus* (Westfaliano), zona *Crucisaccites monoletus* (Westfaliano-Estefaniano) e zona *Vittatina* / subzona *Protohaploxypinus goraiensis* (Asseliano-Sakmariiano), conforme ilustrado na tabela 2.2. Posteriormente, espécimes representantes das três biozonas foram identificados na seção Ventania-Ibaiti (PR) por Vesely (2001), o que permitiu amarração bioestratigráfica do perfil levantado e melhor suporte para correlação com perfis de poços.

O biozoneamento sugerido por Souza (2000) mostrou que a seção carbonífera do Grupo Itararé possui maior relevância no registro estratigráfico do que havia sido considerado em trabalhos anteriores. Tendo em vista o arcabouço litoestratigráfico, o limite Carbonífero-Permiano estaria situado na altura do folhelho Lontras (topo da Formação Campo Mourão), ou seja, próximo a uma superfície de máxima inundação marinha. Isso significa que aproximadamente 60 % do empilhamento possuem idade neocarbonífera. Além de englobar todo o terço superior do Grupo Itararé, o intervalo bioestratigráfico de idade permiana inclui também a parte inferior da Formação Rio Bonito (Souza, 2000), sugerindo contemporaneidade de parte da sedimentação dessas duas unidades.

Tabela 2.2 – Divisão bioestratigráfica do Grupo Itararé baseada em palinomorfos (Souza 2000) e sua correlação com a coluna litoestratigráfica de França & Potter (1988).

Geocronologia		Bioestratigrafia		Distribuição das biozonas				Litoestratigrafia
				RS	SC	PR	SP	
Permiano Inferior	Asseliano Sakmariano	Zona Vittatina	Subzona <i>Protohaploxypinus goraiensis</i>	■	■	■	■	Formação Taciba
Carbonífero Superior	Estefaniano	Zona <i>Crucisaccites monoletus</i>				■	■	Formação Campo Mourão
	Westfaliano	Zona <i>Ahrensispores cristatus</i>				■	■	Formação Lagoa Azul

2.3. PALEOGEOGRAFIA

A existência de depósitos glaciais sotopostos a camadas de carvão e horizontes com plantas da flora *glossopteris* no Paleozóico Superior da Bacia do Paraná é evidência de longo período glacial, também registrado em diversas outras bacias gonduânicas. Além do fenômeno paleoclimático global, a presença de geleiras na Bacia do Paraná deve-se a sua posição em latitudes mais altas na época, entre os paralelos 40° e 60° (Fig. 2.4). Geleiras de latitude expandiram-se e contraíram-se várias vezes durante o Permocarbonífero, influenciando os

processos de erosão e sedimentação. Reflexos desses pulsos glaciais podem ser detectados em ciclos glácio-eustáticos impressos no registro estratigráfico de bacias não glaciadas do hemisfério norte (e.g. Veevers & Powell, 1994).

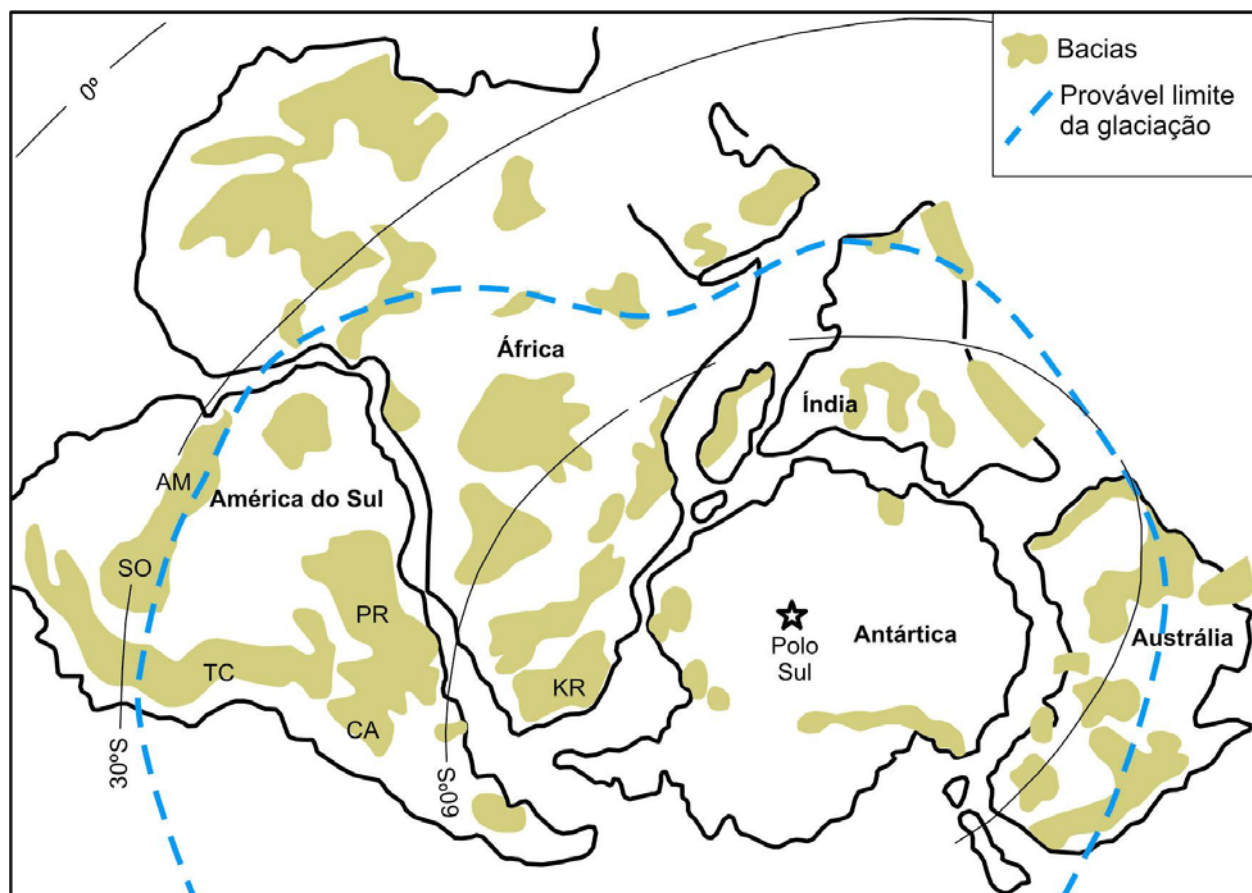


Figura 2.4 – Mapa esquemático com a paleogeografia do Gondwana durante a glaciação permocarbonífera e principais sítios de sedimentação. Bacias referidas no texto: AM = Amazonas; SO = Solimões; TC = Titicaca; CA = Calingasta-Uspallata; PR = Paraná; KR = Karoo. Modificado de Wopfner (1999).

A determinação dos limites da glaciação é assunto polêmico e controverso, em virtude de problemas de datação e muitas vezes do diacronismo dos eventos registrados nas diferentes bacias. Para as bacias sul-americanas, González (1990) admite que a época glacial permocarbonífera envolveu várias glaciações ou episódios glaciais alternados com fases interglaciais. Os primeiros registros glaciais do Neopaleozóico seriam de idade Neoviseana (~335 Ma) e estariam preservados essencialmente na Precordilheira Argentina, como na Bacia Calingasta-Uspallata. No entanto, López-Gamundí & Martínez (2000) consideram que há manifestação glacial desde a passagem Fammeniano-Tournasiano (limite Devoniano/Carbonífero), com registros na região do Titicaca na Bolívia (Formação Cumana) e nas bacias brasileiras de Amazonas e Solimões. Recentemente, Iannuzzi & Pfefferkorn (2002) indicaram condições climáticas quentes a temperadas para o final do Viseano, a partir da

correlação de paleofloras gonduânicas da América do Sul, África e Austrália, contrapondo assim a idéia de um episódio glacial neoviseano. Frente a essas divergências, não se deve descartar a hipótese de glaciações localizadas em áreas montanhosas, que poderiam ter sido responsáveis pela geração de depósitos glaciais sem representatividade em várias bacias.

O término da época glacial permocarbonífera tem sido posicionado no limite Asseliano-Sakmariano (Eopermiano) por vários autores (e.g. Dickins, 1985, González, 1990, Milani, 1997; López-Gamundí & Martinez, 2000), a julgar pelos estratos contendo elementos da fauna de *Eurydesma*, de idade eosakmariana e considerados registros da transgressão pós-glacial. A “transgressão *Eurydesma*” foi descrita inicialmente na Austrália, mas horizontes afins acham-se documentados também na Argentina (Bacia de Sauce Grande-Claromecó) e África do Sul (Bacia Karoo).

Em síntese, considerando que os registros de glaciação durante o Neopaleozóico concentram-se no intervalo Tournasiano-Eosakmariano, pode-se indicar que a duração da época glacial como um todo tenha sido de aproximadamente 70 Ma.

Um dos primeiros trabalhos de reconstrução paleogeográfica para o Grupo Itararé foi apresentado por Leinz (1937), que sugeriu modelo de sedimentação essencialmente terrestre com forte influência glacial, marcada pela presença de tilitos em múltiplos níveis estratigráficos. O quadro paleogeográfico postulado serviu de ponto de partida para trabalhos subseqüentes sobre a glaciação neopaleozóica na Bacia do Paraná, tais como Maack (1946) e Bigarella et al. (1967), dentre outros.

Com base no estudo da trama dos tilitos, Leinz (1937) inferiu fluxo glacial de nordeste para sudoeste. Utilizando o mesmo critério, Mau (1958) concluiu um paleofluxo para WNW, em afloramentos no norte do Paraná. A dispersão dos dados mostra que a validade desse método é duvidosa, já que a maioria dos depósitos interpretados como tilitos são na verdade produtos de ressedimentação, e, portanto a orientação dos clastos maiores não apresenta relação direta com o movimento do gelo. Problemas com o método de medição em campo poderiam ser causa adicional para tal dispersão. Outros indicadores de fluxo, tais como deformações penecontemporâneas e paleocorrentes indicam fluxo transporte sedimentar preferencialmente para norte na maior parte da bacia (e.g. Martin, 1961; Bigarella & Salamuni, 1967; Tommasi, 1973), o que corrobora a interpretação de Mau (1958).

A partir da década de 1950, o modelo de sedimentação glacial exclusivamente terrestre foi contraposto devido à melhor definição dos intervalos marinhos fossilíferos (e.g. Lange, 1952; Mendes, 1952; Loczy, 1964; Rocha-Campos & Rösler, 1978; Daemon & França, 1993; Quadros, 2002). Novos dados demonstraram que diferentes incursões marinhas ocorreram na bacia durante a deposição do Grupo Itararé (e.g. Santos et al. 1996). Paralelamente, trabalhos de análise de fácies descreveram fortes indícios de sedimentação subaquosa em vários níveis estratigráficos, tais como turbiditos e depósitos de fluxo de massa (e.g. Salamuni et al., 1966;

Rocha-Campos et al., 1969; Soares et al., 1977; Gama et al., 1992; Eyles et al., 1993; França et al., 1996; Vesely, 2001), tornando ainda mais sugestiva a influência de processos marinhos. Nos trabalhos de Salamuni et al. (1966) e Gama Jr. et al. (1992), ritmitos gradados compostos por pares areia/lama, comumente considerados varvitos, foram reinterpretados como turbiditos clássicos (distais).

Beurlen (1953) discorreu sobre a paleogeografia a partir da análise da posição estratigráfica de múltiplos horizontes de carvão no permocarbonífero da Bacia do Paraná. Com a identificação de horizontes cada vez mais antigos na parte norte da bacia, o autor interpretou que os períodos interglaciais naquelas áreas teriam sido mais efetivos e favoráveis à melhoria climática e ao desenvolvimento de vegetação. Tais constatações seriam evidências de que a glaciação era proveniente de sul, de modo contrário ao admitido por Leinz (1937). Esse fato fora mais tarde confirmado em vários trabalhos de reconstrução paleogeográfica.

Superfícies contendo formas de abrasão glacial são as melhores evidências da direção do fluxo de geleiras, conforme será discutido no capítulo 6. A descoberta das primeiras ocorrências dessas superfícies e o advento da análise de paleocorrentes na bacia trouxeram novos elementos para a determinação dos sentidos de transporte, porém com restrição à estreita faixa de afloramentos. Bigarella et al (1967) e Bigarella & Salamuni (1967) interpretaram fluxo glacial para NNW e paleocorrentes variando de NNE a WNW, a partir de dados azimutais de estrias glaciais e planos de estratificação cruzada coletados no estado do Paraná.

Com base em dados provenientes dos flancos sul, leste e oeste da bacia, Rocha-Campos (1967), Rocha-Campos et al. (1969) e Frakes & Crowell (1969) determinaram movimento glacial e transporte sedimentar essencialmente para noroeste, mas com algumas variações locais para NE e SW. As interpretações de Rocha-Campos (1967) basearam-se no levantamento da orientação de inúmeras feições presentes no Grupo Itararé, tais como superfícies estriadas, rochas *moutonneé*, paleovales glaciais, estruturas sedimentares primárias, estruturas de *slump* etc. O autor aventou ainda a hipótese do escudo riograndense ter atuado como área elevada durante a sedimentação, abrigando um centro de glaciação e exercendo papel de um sítio irradiador de geleiras. No entanto, ainda não foram apresentadas evidências diretas de fluxo glacial para sul na borda meridional do escudo.

Inferências quanto à paleogeografia da bacia no tempo Itararé foram feitas nos trabalhos de Santos (1987) e França & Potter (1988), a partir de mapas de atributos confeccionados com dados de poços. França & Potter (1988) interpretaram áreas com alta proporção de diamictitos como locais preferenciais de suprimento de sedimentos glaciogênicos, o que deveria indicar a localização de lobos glaciais. De posse desses dados, os autores esboçaram mapa paleogeográfico e definiram lobos glaciais provenientes tanto de sudeste quanto de oeste e noroeste da bacia. Segundo o modelo, as origens dos lobos glaciais

provenientes de leste, mais especificamente sudeste, seriam terras do atual continente africano, conforme postulado anteriormente por du Toit (1927 apud Frakes & Crowell 1969). Outros dois lobos glaciais, provenientes da borda ocidental da bacia, estariam associados a um centro de irradiação de geleiras situado sobre o Arco de Assunção.

Santos et al. (1996) reconstituíram a geografia da bacia para quatro intervalos de acordo com o zoneamento biocronoestratigráfico de Daemon & Quadros (1970). Foram reconhecidas quatro transgressões marinhas, materializadas nos horizontes de folhelhos de Araçoiaba (Neocarbonífero), Mafra-Ortigueira (Eopermiano), Lontras-Capivari e Passinho (Eopermiano mais jovem). A área de ocorrência da Formação Rio do Sul, no leste catarinense, foi caracterizada como um engolfamento ou uma sub-bacia, conforme proposta inicial de Santos (1987), com franco domínio marinho desde o Permiano Inferior até a passagem para condições pós-glaciais. Santos et al. (1996) também defenderam o modelo de vários lobos glaciais, reconhecendo fontes de geleiras no sudoeste da África e no Arco de Assunção. Segundo os autores, o escudo riograndense comportou-se como área positiva durante a maior parte da deposição do Grupo Itararé e também atuou como centro irradiador de geleiras no Permocarbonífero. Outra possível fonte de geleiras, segundo os mesmos autores, seria a região atualmente ocupada pela Serra do Espinhaço no estado de Minas Gerais, com o gelo deslocando-se para sul em direção à borda norte da Bacia do Paraná. Nesse quadro, a exemplo de França & Potter (1988), os autores conceberam um cenário paleogeográfico com fluxo glacial centrípeto, onde geleiras presentes em todas as margens da bacia atuaram como agentes supridores de detritos.

Recentemente, Riccomini & Velázquez (1999) e Gesicki et al. (2002) fizeram uma revisão das ocorrências de estrias glaciais conhecidas até o momento e documentaram novas localidades no Paraguai Oriental e no estado de Mato Grosso do Sul respectivamente. Os indicadores de fluxo e os azimutes das estrias e sulcos em todas as superfícies reavaliadas evidenciam paleofluxo glacial de sul para norte, mesmo na porção noroeste da bacia, o que contraria os modelos com lobos glaciais vindos do arco de Assunção. Cabe mencionar que a indicação de paleofluxo glacial médio para NW em toda a Bacia do Paraná é compatível com o vetor médio de movimento de geleiras na África do Sul apontado por Visser (1996).

Dados de paleocorrentes e outros indicadores de fluxo apresentados recentemente por Vesely & Assine (2004) e Vesely et al. (2005) na região norte do Paraná corroboram resultados anteriores obtidos por Bigarella & Salamuni (1967), mostrando que a migração de formas de leito arenosas e os fluxos gravitacionais associados à deglaciação foram principalmente de sudeste para noroeste e secundariamente de sudoeste para nordeste. Isso sugere um certo paralelismo entre o movimento das geleiras e o gradiente regional da bacia, sugerindo margem glacial e linha de costa orientadas aproximadamente conforme o eixo leste-oeste.

2.4. TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO

A deposição do Grupo Itararé ocorreu sobre um substrato heterogêneo, composto por rochas pré-cambrianas e eopaleozóicas do embasamento e seqüências mais antigas da bacia. Essa compartimentação do substrato pré-Itararé deve-se às movimentações tectônicas experimentadas pela porção meridional da Placa Sul-Americana como resposta à orogenia Chânica ou Eo-Herciniana, durante o intervalo Neodevoniano-Neocarbonífero (López-Gamundí & Rossello, 1993).

Após longo período de erosão e não-deposição, a sedimentação iniciou-se no Neocarbonífero, com o acúmulo do pacote correspondente à Formação Lagoa Azul. A julgar pela distribuição dessa unidade em subsuperfície, a principal área subsidente na época foi a porção setentrional da bacia (França & Potter, 1988; Santos et al., 1996; Milani, 1997). Assim permaneceu durante praticamente toda a sedimentação do Grupo Itararé, com a bacia se comportando como uma rampa inclinada para norte. Esse padrão é facilmente reconhecido em seções transversais norte-sul, que mostram progressiva diminuição de espessura bem como *onlap* dos estratos do Grupo Itararé em direção ao sul da bacia.

Segundo França & Potter (1988), a deposição da Formação Lagoa Azul foi influenciada por altos e baixos estruturais condicionados por falhas NE e NW herdadas do embasamento. A influência de estruturas do embasamento na sedimentação permocarbonífera também foi assumida por Fúlfaro et al. (1982), Ferreira (1982), Zalán et al. (1987), Soares (1991), Eyles et al. (1993) e Artur & Soares (2002), que destacaram papel importante de grandes lineamentos mapeados com geofísica aérea e sensoriamento remoto.

Conforme discutido por Ferreira (1982) e Zalán et al. (1987), estruturas NW como os alinhamentos de São Jerônimo Curiúva e Guapiara exerceram controle na sedimentação, o que pode ser inferido a partir do mapa de isópacas do Grupo Itararé confeccionado por França & Potter (1988) (Fig.2.5). A zona de maior espessura do Grupo Itararé configura uma faixa de direção noroeste, sugerindo que falhas associadas à estrutura de Guapiara condicionaram uma calha tectônica que acomodou grande volume de sedimentos nessa porção da bacia (Ferreira 1982). De acordo com o mesmo autor, a região entre os alinhamentos de São Jerônimo Curiúva e Rio Alonzo comportou-se como feição tectônica positiva durante o Permocarbonífero, controlando a distribuição de sub-bacias. Essa faixa noroeste é paralela e mais ou menos coincidente com a área hoje ocupada pelo eixo do Arco de Ponta Grossa e equivale ao que foi denominado de zona de falha Curitiba-Maringá (Zalán et al., 1987). Possível evidência de atividade tectônica positiva associada a essa estrutura é a omissão do intervalo bioestratigráfico H no poço Ortigueira, situado no centro-leste paranaense (Daemon & Quadros, 1970). No que tange a conformação geométrica atual das unidades sedimentares, é evidente que o Arco de Ponta Grossa é uma feição essencialmente deformadora da seção paleozóica e possui história evolutiva inserida em tempos pós-Permianos (Zalán et al., 1987).

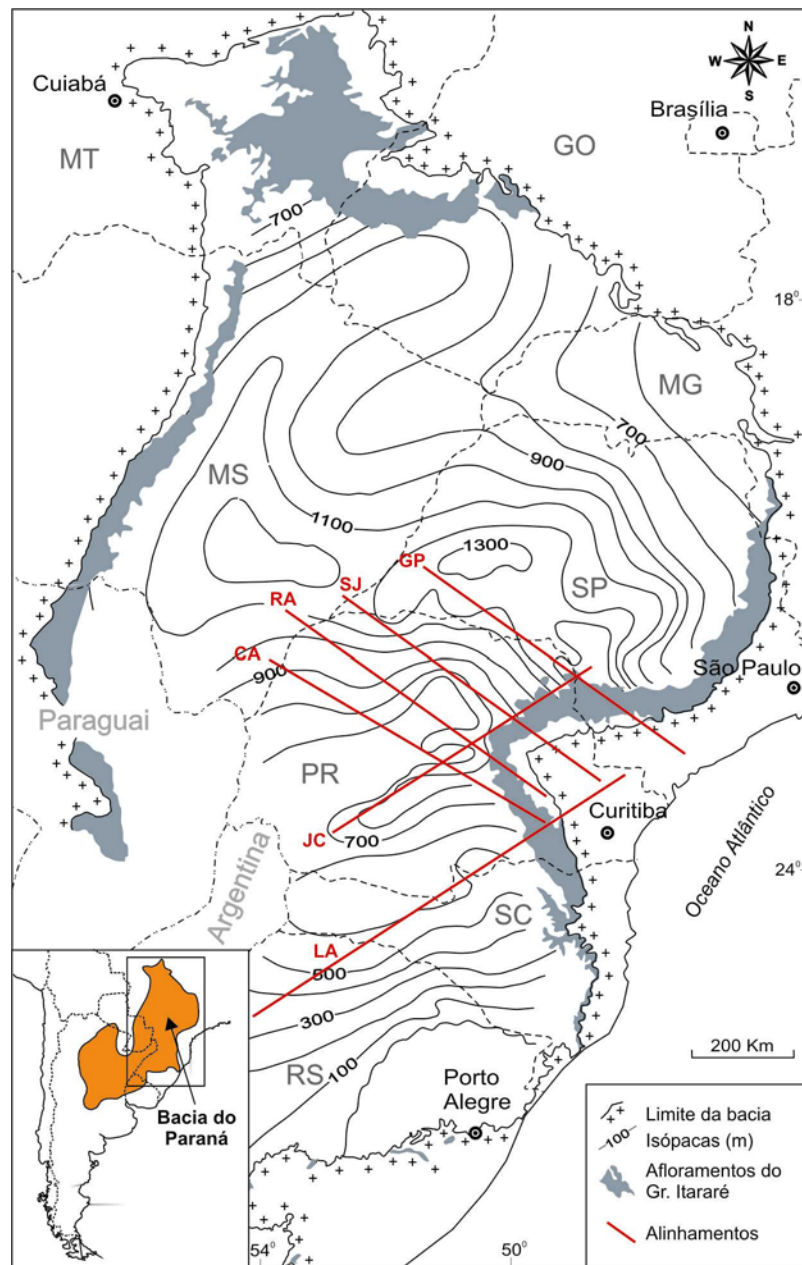


Figura 2.5 – Isópacas do Grupo Itararé (França & Potter 1988) e representação esquemática de alinhamentos regionais citados no texto (GP = Guapiara; SJ = São Jerônimo – Curiúva; RA = Rio Alonzo; CA – Cândido de Abreu – Campo Mourão; JC = Jacutinga; LA = Lancinha).

Na opinião de Eyles et al. (1993), as estruturas de direção nordeste foram notavelmente importantes na evolução tectônica do Grupo Itararé, atuando como feições de caráter extensivo. Essas estruturas representariam a reativação de antigos cinturões móveis brasileiros contidos no embasamento da bacia, tais como Paraguai-Araguaia e Ribeira. Nessa mesma linha de raciocínio, trabalhos posteriores demonstraram a reativação fanerozóica de diferentes zonas de falha do embasamento na porção leste da bacia, com atividade principalmente no Permiano (e.g. Rostirolla et. al., 2000; Riccomini et al., 2005). Exemplos dessas estruturas são as zonas de falha de Jacutinga, Lancinha e Perimbó.

Avaliar o papel de estruturas regionais durante e após a sedimentação com base em mapas de contorno resulta em interpretações muito especulativas devido à pequena disponibilidade de dados de subsuperfície. Contudo, é bastante razoável admitir que, estruturas lineares com centenas de quilômetros de extensão e mapeáveis com geofísica e sensoriamento remoto, tenham sido ativas durante o Paleozóico como reflexo da evolução tectônica do Gondwana. No entanto, o levantamento de indícios dessa atividade a partir da análise estrutural sistemática com dados de campo é prática relativamente recente no estudo da Bacia do Paraná, havendo poucos trabalhos sobre o assunto (e.g. Oliveira, 1991; Rostirolla et al., 2000, 2003).

A área de ocorrência das três formações do Grupo Itararé aumenta da mais antiga para a mais nova, sugerindo que o sítio deposicional da bacia sofreu progressiva expansão durante o “tempo Itararé”. A Formação Taciba registra o evento de sedimentação generalizada e indica período de calma tectônica, caracterizado pela deposição de unidades tabulares e de grande continuidade lateral. A partir do Eopermiano, a bacia sofre um rearranjo, com soerguimento da porção setentrional e migração dos depocentros para sul (Milani, 1997). Esse evento fica refletido na erosão da porção superior do Grupo Itararé concomitante ao início da deposição do Grupo Guatá no sul da bacia. Essa erosão atingiu níveis cada vez mais antigos para norte e a discordância resultante é verificada a partir do centro-norte do Paraná, estando bem caracterizada no estado de São Paulo, como demonstrado por Soares (1972). As paleocorrentes que se dirigiam para norte durante o “tempo Itararé” passaram a fluir no sentido inverso, pois os sistemas deposicionais das formações Rio Bonito e Tatuí progradam para sul (Assine et al., 2003).

2.5. GEOLOGIA DO PETRÓLEO

No Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé, hidrocarbonetos gerados em folhelhos devonianos da Formação Ponta Grossa (gás e condensado) preencheram o espaço poroso de reservatórios arenosos do Grupo Itararé, sendo exemplo de acumulação o campo de Barra Bonita, localizado na região central do estado do Paraná (Milani & Catto, 1998). Outros indícios de gás nesses arenitos incluem: Chapéu do Sol, Rio Piquiri e Cândido de Abreu, no Paraná, e Cuiabá Paulista, no estado de São Paulo.

A potencialidade exploratória do Grupo Itararé deve-se em parte à sua arquitetura estratigráfica, na qual intervalos arenosos são superpostos por estratos pelíticos recorrentes na vertical. Essa arquitetura resultou do caráter cíclico da sedimentação, cujo fator de controle importante foram os eventos de avanço e recuo de geleiras (e.g. França & Potter, 1988, Vesely, 2001). Na base das seqüências estratigráficas ocorrem expressivos corpos arenosos, alguns com bom potencial para reservatório, cobertos diretamente por camadas pelíticas (diamictitos, ritmitos, siltitos e folhelhos) que atuam como selo (França & Potter, 1988).

A existência de corpos areno-conglomeráticos canalizados em diferentes níveis estratigráficos são de grande importância na pesquisa de possíveis trapas estratigráficas no Grupo Itararé. O exemplo clássico de arenitos canalizados é o arenito Lapa, localizado no sul do estado do Paraná e pertencente à parte inferior da Formação Campo Mourão, que pode ser utilizado como modelo análogo desse tipo de reservatório em subsuperfície. Outros exemplos menos expressivos de arenitos e conglomerados provavelmente confinados em canais ou paleovales afloram também no norte do Paraná, como nas áreas de Arapoti e Tomasina (Vesely, 2001), e no Estado de São Paulo, conforme descrito em Gravenor & Rocha-Campos (1983). A presença de canais em subsuperfície é indicada pela variação lateral na espessura dos corpos arenosos, verificada em seções de correlação poço a poço, bem como em seções sísmicas. Em outras unidades paleozóicas, como na Bacia de Canning, na Austrália, paleocanais preenchidos por arenitos são responsáveis por importante produção de petróleo (O'Brien et al., 1998).

As características dos reservatórios arenosos do Grupo Itararé em subsuperfície foram analisadas por França (1987) e os resultados publicados em França & Potter (1989,1991). Os melhores reservatórios situam-se no Membro Rio Segredo da Formação Taciba (porosidade superior a 8% e 1% de matriz) e em camadas arenosas intercaladas a lamitos do Membro Tarabaí da Formação Lagoa Azul (6% de porosidade e 2% de matriz). Em segunda ordem de importância estão os arenitos da Formação Campo Mourão, com 8% de porosidade e 11% de matriz. Os arenitos do Membro Cuiabá Paulista da Formação Lagoa Azul são os piores reservatórios, pois apresentam alto teor de matriz (~45%). A porosidade é principalmente secundária, desenvolvida por dissolução de cimentos e minerais instáveis durante a evolução do soterramento.

Esses valores são médios e não representativos da grande variabilidade mostrada pelos arenitos. Análises petrofísicas de alguns testemunhos recuperados no Grupo Itararé pelo Paulipetro revelaram porosidade de até 20% e permeabilidade horizontal de mais de 240 md, como no poço 2-CB-1-SP (Paulipetro, 1982). Essa notável variação nas propriedades permoporosas deve-se ao grande grau de anisotropia deposicional, estrutural e diagenética observada nos intervalos arenosos, conforme constatado em trabalhos recentes (Rostirolla et al., 2002; Trzaskos-Lipski et al., 2003; Vesely et al., 2003a; Bocardi, 2005). Isso revela que estudos de maior detalhe integrando ferramentas de análise em superfície e subsuperfície são necessários para distinguir reservatórios de melhor qualidade dentro dessas heterogêneas sucessões arenosas.

O fator selo apresenta grau de conhecimento ainda menor do que o fator reservatório. Dentre os intervalos capeadores mais expressivos destaca-se o topo pelítico da Formação Campo Mourão (Membro Lontras), cuja distribuição é ampla no estado de Santa Catarina e

centro-sul do Paraná. O Membro Lontras engloba, além dos típicos folhelhos escuros, siltitos, diamictitos e delgadas intercalações arenosas (França & Potter, 1988).

Outra unidade mencionada como selo é o Membro Chapéu do Sol da Formação Taciba, constituído essencialmente por diamictitos e caracterizado por grande continuidade lateral e tabularidade. No entanto, o potencial dessa unidade como camada selante é questionável, tendo em vista que diamictitos são rochas extremamente mal selecionadas, muitas vezes de aspecto caótico e em alguns casos com proporções consideráveis de areia. Estudos detalhados com base em modelos de fácies glaciais são necessários para a melhor caracterização das heterogeneidades presentes nesses litotipos.

No campo de Barra Bonita, arenitos da parte inferior do Grupo Itararé são selados por rocha intrusiva básica (Milani & Catto, 1998). O trapeamento associa-se a um anticlinal, possivelmente formado como um *pop-up* relacionado à atividade transcorrente da zona de falha da Jacutinga no Permiano (Rostirolla et al., 2000). O modelo de migração e retenção sugerido recentemente por Rostirolla et al. (2003) demonstra a importância das estruturas regionais NW e NE no condicionamento de trapas e rotas preferenciais de migração de gás. Por outro lado, o fraturamento associado a essas estruturas age negativamente sobre a integridade do selo. Áreas favoráveis à migração de gás devem ocorrer onde a seção compreendida entre os reservatórios e a geradora seja rica em clásticos grossos (valores altos da razão arenito/pelito), de modo a favorecer a conexão geradora-reservatório através de camadas carreadoras.

3. DADOS, MÉTODOS E TRABALHOS REALIZADOS

Neste trabalho o Grupo Itararé é examinado desde a escala de fácies sedimentar em afloramentos e em testemunhos de poços até a escala de seqüência deposicional em seções regionais e mapas estratigráficos, compondo assim o conjunto de procedimentos aqui designado de análise estratigráfica. Nessa abordagem, o termo análise estratigráfica envolve tanto o estudo de processos (dinâmica sedimentar) quanto à análise da organização espacial e temporal do registro geológico (arquitetura estratigráfica).

Em comparação com outras bacias brasileiras, sobretudo as da margem continental, a geologia da Bacia do Paraná é praticamente desconhecida em virtude do pequeno número de informações disponíveis. No caso do Grupo Itararé, fração muito pequena (cerca de 10%) do volume total do registro estratigráfico está exposto, enquanto que os 90% restantes se apresentam abrigados sob unidades estratigráficas mais jovens (Permiano ao Cretáceo). Isso significa que a grande maioria das rochas da unidade só pode ser acessada mediante poços profundos e métodos indiretos (geofísica).

Dados de subsuperfície são escassos na bacia devido ao interesse exploratório relativamente pequeno. A espessa cobertura de rochas vulcânicas faz com que os resultados de levantamentos sísmicos sejam de baixa qualidade, na maioria das vezes não permitindo a observação de padrões de reflexão internos no Grupo Itararé. Poços exploratórios profundos somam cerca de 120, o que corresponde a um número pequeno considerando que a Bacia do Paraná possui área de aproximadamente 1.600.000 km². A distribuição desses dados também é desigual, com maior concentração nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Estudos na faixa de afloramentos fornecem excelentes informações e têm contribuído sobremaneira para a compreensão da estratigrafia do Grupo Itararé, principalmente no que se refere à análise de fácies. No entanto, a baixa continuidade das exposições dificulta o estabelecimento da sucessão estratigráfica vertical.

Face às limitações existentes, no presente trabalho dados de superfície e subsuperfície são integrados na tentativa de agregar as informações disponíveis da melhor maneira possível. A essência do estudo realizado foi baseada em dados obtidos em campo, porém complementados da análise de alguns perfis de poços e testemunhos. Neste capítulo serão apresentados os dados e procedimentos utilizados e a abordagem metodológica empregada no trabalho, além de questões terminológicas relevantes envolvidas na análise estratigráfica realizada.

3.1. DADOS DE CAMPO

Seções ao longo das principais rodovias que cruzam a faixa de afloramentos do Grupo Itararé na área estudada foram descritas com o objetivo de caracterizar fácies sedimentares e,

sempre que possível, estabelecer o empilhamento estratigráfico. No total, foram descritos 183 afloramentos distribuídos nas seguintes seções: Campo do Tenente – Mafra (BR-116), Mafra – São Bento do Sul (BR-280), Lapa – São Mateus do Sul (BR-476), Ponta Grossa – São João do Triunfo (PR-151); Palmeira – Teixeira Soares (BR-277), São Luiz do Purunã – Ponta Grossa (BR-376), Ponta Grossa – Imbaú (BR-376), Tibagi – Telêmaco Borba (PR-340) e Itararé – Itaporanga (SP-281), além de pontos isolados em estradas secundárias (Fig. 3.1 e 3.2). Para outras duas seções no nordeste do Paraná, Ventania – Ibaiti (BR-153) e Arapoti – Siqueira Campos (PR-092), alguns afloramentos descritos em Vesely (2001) foram reavaliados. A tabela 3.1 apresenta as coordenadas UTM dos 183 pontos.

A orientação da faixa de afloramentos do Grupo Itararé no leste do Paraná deve-se ao soerguimento do arco de Ponta Grossa no Mesozóico (ver Fig. 1.3). Juntas e falhas de direção NW, por vezes preenchidas por intrusões de diabásio (diques), e fraturas NE relacionadas a lineamentos regionais como Lancinha e Jacutinga, são as principais estruturas presentes. Apesar do padrão estrutural complexo, as falhas apresentam no geral pequenos rejeitos verticais, predominando movimentação direcional (Rostirolla et al., 2002, Appi & Rostirolla, 2004). Com isso, pode-se considerar, para efeito de análise, que não há deslocamentos significativos das seções sedimentares que possam dificultar o levantamento estratigráfico. Mesmo em algumas áreas com domínio de lineamentos importantes, rejeitos verticais superiores a 1 m são raros, pelo menos onde tais estruturas interceptam os estratos do Grupo Itararé. Exceção ocorre naquelas áreas afetadas por estruturas já descritas e mapeadas em trabalhos anteriores, onde se sabe da existência de rejeitos mais significativos afetando a seção sedimentar paleozóica (> 50 m). Exemplos dessas estruturas são a falha de Jaguariaíva, o domo de Quatiguá e o sistema de grabens e horsts de Ibaiti, no flanco norte do arco de Ponta Grossa; falhas noroeste na zona de charneira do arco de Ponta Grossa e estruturas NE na região do vale do rio Tibagi e Vila Velha.

3.2.1. PERFIS ESTRATIGRÁFICOS VERTICAIS

Conforme demonstrado por Visher (1965) e inúmeros trabalhos posteriores, o levantamento de perfis estratigráficos verticais (seções colunares) é uma das ferramentas essenciais para a interpretação de paleoambientes de sedimentação, pois permite a observação do arranjo vertical de fácies de uma determinada unidade geológica. Também é importante na correlação estratigráfica, pois possibilita a identificação de discontinuidades e superfícies-chave, bem como padrões de variação textural na vertical. No caso do Grupo Itararé, onde a variação lateral de fácies e a baixa resolução biocronoestratigráfica são características marcantes, o estudo da arquitetura deposicional só é possível mediante o estabelecimento do empilhamento das fácies e sucessões de fácies. Muitos trabalhos anteriores na faixa de afloramentos, não preocupados com o arranjo vertical de fácies,

contribuíram para a compreensão dos processos mas avançaram pouco no entendimento da arquitetura estratigráfica. A consequência disso foi a proliferação de modelos geológicos locais, cuja validade em âmbito regional é questionável.

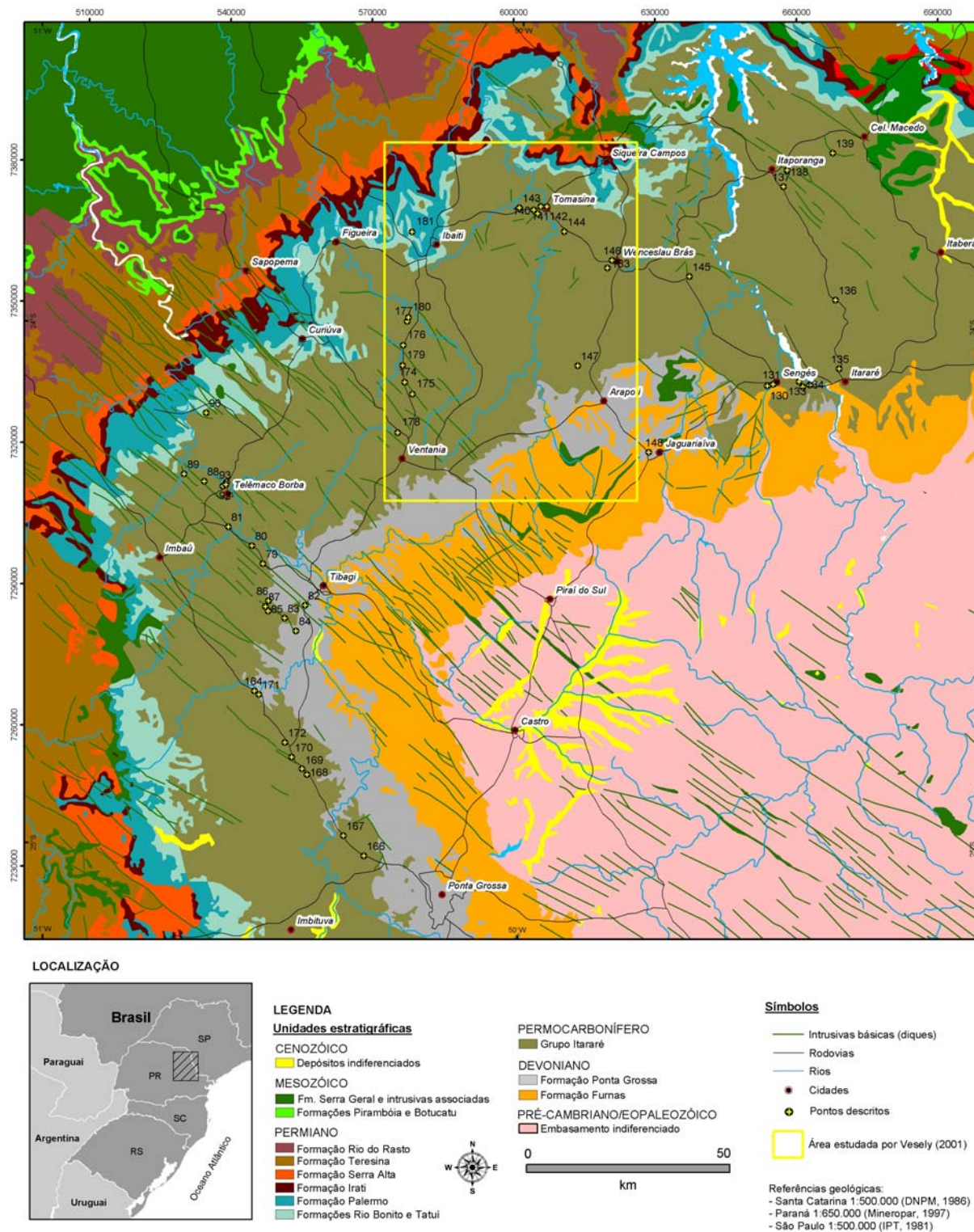
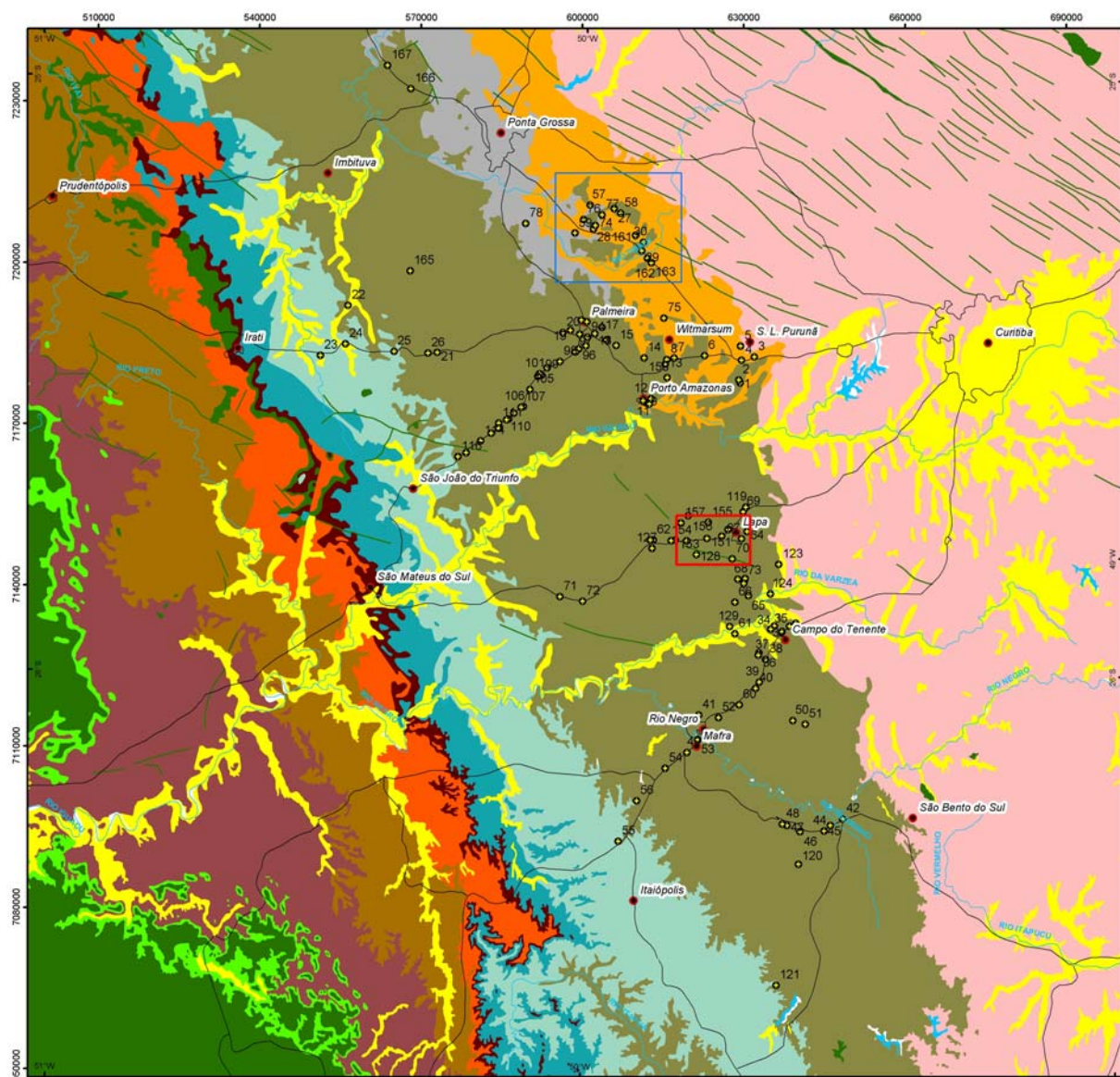


Figura 3.1 – Localização dos pontos descritos na porção norte da faixa de afloramentos estudada.



LOCALIZAÇÃO



LEGENDA

Unidades estratigráficas

CENOZÓICO
Depósitos indiferenciados

MESOZÓICO

Fm. Serra Geral e intrusivas associadas
Formações Pirambóia e Botucatu

PERMIANO

Formação Rio do Rasto
Formação Teresina
Formação Serra Alta
Formação Irati
Formação Palermo
Formações Rio Bonito e Tatui

PERMOCARBONÍFERO

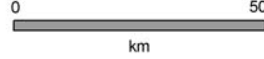
Grupo Itararé

DEVONIANO

Formação Ponta Grossa
Formação Furnas

PRÉ-CAMBRIANO/EOPALEOZÓICO

Embasamento indiferenciado



Símbolos

Intrusivas básicas (diques)

Rodovias

Rios

Cidades

Pontos descritos

Área de detalhe - Lapa

Área de detalhe - Vila Velha

Referências geológicas:

- Santa Catarina 1:500.000 (DNPM, 1986)

- Paraná 1:650.000 (Minerpar, 1997)

- São Paulo 1:500.000 (IPT, 1981)

Figura 3.2 – Localização dos pontos descritos na porção sul da faixa de afloramentos estudada.

Tabela 3.1 – Coordenadas UTM dos afloramentos descritos.

Ponto	X	Y	Ponto	X	Y	Ponto	X	Y
1	629289	7177482	62	613193	7148332	123	636466	7143810
2	629061	7178012	64	630561	7149898	124	634948	7138296
3	631914	7182319	65	630806	7138008	125	629982	7140252
4	629535	7181706	66	628328	7136745	126	612650	7148300
5	629388	7184335	67	629568	7148574	127	612944	7146780
6	622697	7182566	68	628882	7141041	128	621191	7145599
7	617004	7182106	69	629883	7153586	129	627336	7132257
8	615663	7181810	70	627867	7144848	130	653852	7331965
9	611932	7173790	71	595832	7137800	131	655080	7332283
10	612456	7173560	72	600045	7136974	132	662854	7332186
11	611279	7174204	73	630076	7140721	133	660590	7332857
12	612766	7174583	74	602460	7206750	134	661414	7331801
13	615379	7180996	75a	618507	7187968	135	669083	7335622
14a	611455	7182159	75b	615127	7189498	136	668331	7350211
14b	614847	7188351	76	600224	7207821	137	657295	7374292
15	606302	7184438	77	603689	7208685	138	658079	7377813
16	604525	7185495	78	589483	7207133	139	667726	7381429
17	603639	7187831	79	546773	7294194	140	604256	7369377
18	602291	7186629	80	544475	7298029	141	605751	7370043
19	597818	7187254	81	539432	7302084	142	607093	7370044
20	596379	7186853	82	555750	7285345	143	601254	7369794
21	573098	7183184	83	551363	7282629	144	610747	7364725
22	556532	7191883	84	553782	7279944	145	637308	7355176
23	551423	7182632	85	547903	7284129	146	620864	7358645
24	556039	7184740	86	547956	7286336	147	613637	7336227
25	565053	7183379	87	547276	7285137	148	628700	7317874
26	571336	7183068	88	534341	7311727	149	627065	7150281
27	605926	7209871	89	530070	7313262	150	625884	7149019
28	602096	7206085	90	534712	7326283	151	623158	7148588
29	611041	7202044	91	539049	7311529	152	619375	7148179
30	611336	7203640	92	538270	7310688	153	617281	7148317
31	639615	7132860	93	538925	7311021	154	616491	7148195
32	638461	7132320	94	600984	7185961	155	623365	7151634
33	637057	7131275	95	600685	7184414	156	619688	7152804
34	635668	7132371	96	599324	7183785	157	618334	7151473
35	634960	7131782	97	598702	7183235	158	615770	7178472
36	632782	7127388	98	595860	7181481	159	644890	7399031
37	632634	7126916	99	592455	7178954	160	612060	7200608
38	634011	7126169	100	593478	7180310	161	609885	7204893
39	632838	7121916	101	592085	7179192	162	612839	7199804
40	632168	7120751	102	600829	7188869	163	612839	7199804
41	621634	7115851	103	599786	7189172	164	544938	7267209
42	648294	7096555	104	591751	7178740	165	568044	7198327
44	646037	7095295	105	590300	7176283	166	568207	7232161
45	644852	7094266	106	589078	7173099	167	563870	7236469
46	640398	7094158	107	588658	7172985	168	556109	7249416
47	637979	7095332	108	587324	7171848	169	555075	7250689
48	637118	7095572	109	586293	7170799	170	552886	7253112
49	619389	7108866	110	585961	7170660	171	545964	7266436
50	639098	7114800	111	584493	7170053	172	551473	7256232
51	641400	7114114	112	584492	7169037	173	651019	7107315
52	625281	7115325	113	583076	7168129	174	576896	7332718
53	621406	7111246	114	581105	7166733	175	578507	7330199
54	615407	7105935	115	578460	7164554	176	576555	7340595
55	606647	7092406	116	576915	7163804	177	577435	7345631
56	610056	7099909	117	599525	7186541	178	575397	7322061
57	601468	7210503	118	599415	7186585	179	576423	7336331
58	607141	7208980	119	630350	7154388	180	577676	7346508
59	598656	7205318	120	640107	7088104	181	578439	7364704
60	629106	7117741	121	635968	7065649	182	605129	7368586
61	628345	7130880	122	630226	7141189	183	619911	7357017

No presente trabalho, perfis estratigráficos verticais foram levantados sempre que possível, de forma sistemática e em diferentes escalas. Em algumas das seções estudadas, onde a continuidade lateral dos afloramentos e o desnível topográfico eram favoráveis, foram construídos perfis compostos a fim de se obter o empilhamento do Grupo Itararé mesmo que parcial, visando possibilitar correlação com os perfis de poços profundos. Esse é o caso das seções Lapa – São Mateus do Sul, Ponta Grossa – São João do Triunfo, Tibagi – Telêmaco Borba e Ventania – Ibaiti. A última foi alvo de estudos no trabalho de Vesely (2001) e possibilitou a montagem de um perfil composto representativo de todo o Grupo Itararé. O perfil levantado foi utilizado para estabelecer correlações com perfis de poços e serve como seção de referência do empilhamento do Grupo Itararé em superfície (Vesely & Assine, 2004).

Para o levantamento dos perfis foi adotado o método de caminhamento e visadas em trechos com afloramentos contínuos, com auxílio de bússola. O cálculo do desnível vertical foi obtido considerando o mergulho estrutural do acamamento, medido em diferentes pontos ao longo da seção. Apesar da considerável margem de erro, o resultado obtido se aproxima muito da espessura real dos estratos empilhados. Nos levantamentos mais detalhados, a espessura dos intervalos foi obtida mediante medição direta. A confecção de perfis topográficos e a identificação de lineamentos em sensores remotos foram executadas para as áreas com perfis compostos, visando identificar possíveis falhas com deslocamentos verticais significativos.

3.2.2. LEVANTAMENTOS DE ALTA RESOLUÇÃO

Nas áreas de Lapa e Vila Velha foram executados levantamentos geofísicos e geológicos de detalhe no âmbito de convênio firmado entre UFPR, PETROBRAS e FINEP (Projeto MODRES), com o objetivo de caracterizar a anisotropia de arenitos a partir de ferramentas de alta resolução em superfície (Fig. 3.3). Essas duas áreas foram escolhidas devido à abundância e continuidade lateral dos afloramentos e também por sua importância para compreender a evolução estratigráfica do Grupo Itararé na porção leste da bacia.

Dentre os trabalhos realizados estão: análise de fotografias aéreas nas escalas 1:25.000 e 1:10.000, sísmica de reflexão, seções de eletrorresistividade e sondagens rasas. Resultados desses levantamentos foram apresentados previamente por Bartoszeck (2005), Campos (2005) e Kraft (2005) e parte dos dados foi utilizada no presente trabalho como apoio para a análise estratigráfica do Grupo Itararé.

Na Fazenda Rivadávia, situada 1 km ao sul do Parque Estadual de Vila Velha, foram executadas seis sondagens rasas que atingiram profundidade máxima de 110 m. O intervalo atravessado pelos poços corresponde à porção arenosa basal da Formação Campo Mourão, na área representada pelo arenito Vila Velha. Perfis de raios-gama, resistividade e tempo de trânsito (perfil sônico) e amostras de calha foram obtidos para todos os poços. Para dois poços foram recuperados testemunhos de 2 polegadas que permitiram a observação de estruturas

sedimentares. Na área de Lapa foram perfurados e perfilados 2 poços no alto da Serra do Monge, situados a aproximadamente 9 km a sul da cidade.

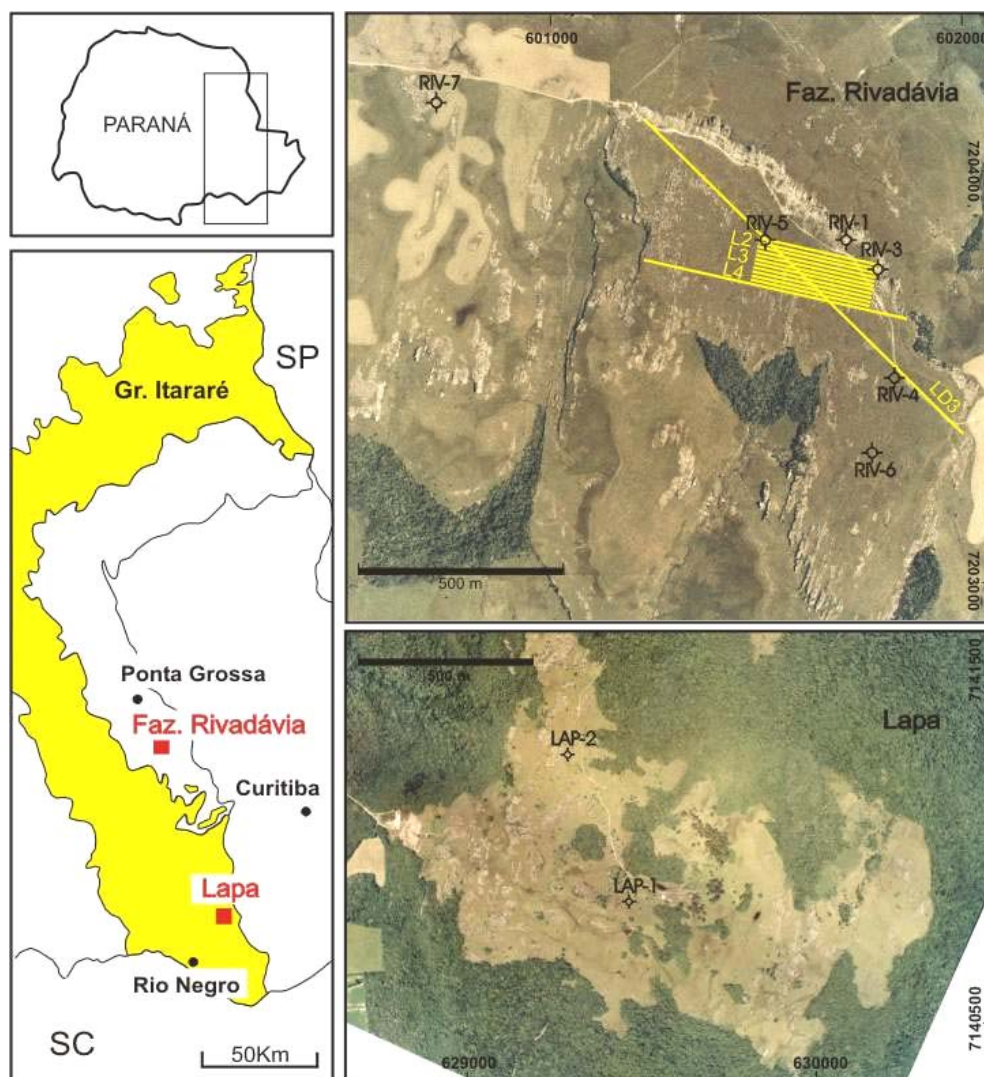


Figura 3.3 – Fotografias áreas com a localização das linhas sísmicas (em amarelo) e sondagens rasas (círculos) executadas nas áreas de Vila Velha (Fazenda Rivadávia) e Lapa (modificado de Kraft 2005 e Bartoszeck 2005).

3.2. DADOS DE SUBSUPERFÍCIE

A geologia de subsuperfície do Grupo Itararé foi discutida em detalhe no trabalho de França (1987) e parte dos dados publicada em França & Potter (1988, 1991), com a apresentação perfis de praticamente todos os poços que atravessam o Grupo Itararé na bacia. Com isso, a maioria dos perfis utilizados neste trabalho encontra-se já publicada pelos autores mencionados. Dados adicionais foram obtidos mediante solicitação junto ao Banco de Dados de Exploração e Produção da ANP (BDEP).

A área de estudo engloba 65 poços profundos, principalmente pioneiros e estratigráficos, perfurados pela Petrobrás e Paulipetro durante as campanhas de exploração

petrolífera na bacia (Tab. 3.1). Desses poços, 26 situam-se próximo à faixa de afloramentos e 39 na porção mais central da bacia, testemunhando a sucessão vertical do Grupo Itararé praticamente toda a área. Os poços balizadores da área de estudo são: 2-AA-1-SP (Amadeu Amaral) e 1-MB-1-SC (Marombas) no eixo norte-sul, e 1-AB-1-SP (Anhembí) e 2-AN-1-PR (Altônia) no eixo leste-oeste (Fig. 3.4).

Tabela 3.2 – Relação dos poços com referência aos respectivos perfis disponíveis. Localização na figura 3.4.

Prefixo	Localidade	Executor	Perfis disponíveis
2-AA-1-SP	Amadeu Amaral	Paulipetro	Litológico, RG
2-AL-1-SC	Abelardo Luz	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP
2-AN-1-PR	Altônia	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-AP-1-PR	Apucarana	Petrobras	Litológico, RG R, SP
1-API-1-PR	Alto Piquiri	Petrobras	RG, sônico, R
1-BB-1-PR	Barra Bonita	Petrobras	RG, sônico, R
3-BB-2D-PR	Barra Bonita	Petrobras	RG, sônico, R
1-CA-1-PR	Cândido de Abreu	Petrobras	Litológico, R, SP
1-CA-2-PR	Cândido de Abreu	Petrobras	Litológico, R, SP
1-CA-3-PR	Cândido de Abreu	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-CA-1-SC	Caçador	Petrobras	-
3-CB-2-SP	Cuiabá Paulista	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
3-CB-3-SP	Cuiabá Paulista	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
3-CB-4-SP	Cuiabá Paulista	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-CM-1-PR	Campo Mourão	Petrobras	Litológico, RG, R, SP
2-CN-1-SC	Canoinhas	Petrobras	-
1-CN-2-SC	Canoinhas	Petrobras	Litológico, R, SP
1-CS-2-PR	Chapéu do Sol	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-CS-1-PR	Chapéu do Sol	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
1-FR-1-SC	-	Petrobras	RG, sônico, R
1-GB-1-PR	Garça Branca	Petrobras	RG, sônico, R
1-GO-1-SC	Galvão	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
1-GP-1-PR	Guarapuava	BP	RG, sônico, R
1-J-1-PR	Jacarezinho	Petrobras	Litológico, R, SP
1-JT-1-PR	Joaquim Távora	Petrobras	Litológico, R, SP
2-LS-1-PR	Laranjeiras do Sul	Petrobras	-
1-M-1A-PR	Mallet	Petrobras	Litológico, R, SP
1-MA-1-SP	Mandaçaia	Petrobras	-
2-MC-1-SC	Matos Costa	Petrobras	-
1-MC-2-SC	Matos Costa	Petrobras	-
3-MC-3-SC	Matos Costa	Petrobras	-
1-MO-2-PR	Monjolinho	Petrobras	Litológico, RG, R, SP
2-MO-1-PR	Monjolinho	Petrobras	Litológico, RG, R, SP
1-MR-1A-PR	Mato Rico	Petrobras	-
1-MV-1-SP	-	Petrobras	-
1-O-1-PR	Ortigueira	Petrobras	Litológico, R, SP
1-PA-1-SP	Piratininga	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP
1-PH-1-PR	Pinhão	Petrobras	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
1-PL-1-PR	Palmital	Petrobras	RG, sônico, R
2-PN-1-SP	Paranapanema	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-PP-1-SP	Paraguaçu Paulista	Petrobras	Litológico, R, SP
1-PT-1-PR	Pitanga	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-PU-1-SC	Porto União	Petrobras	Litológico, R, SP

1-R-1-PR	Reserva	Petrobras	Litológico, R, SP
1-RC-1-PR	Rio Claro	Petrobras	Litológico, R, SP
1-RCA-1-PR	Rio Cantu	Petrobras	RG, sônico, R
1-RCH-1-SC	Rio Chapecó	Petrobras	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-RI-1-PR	Rio Ivaí	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
1-RO-1-PR	Roncador	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-RP-1-PR	Rio Piquiri	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
1-RS-1-PR	Rio Segredo	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
1-SA-1-SP	Sarutaiá	Petrobras	-
1-SE-1-SC	Seara	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
1-SJ-1-PR	São Jerônimo	Petrobras	Litológico, R, SP
2-TB-1-SP	Taciba	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
2-TG-1-SC	Tangará	Petrobras	-
1-TI-1-SP	Tarabaí	Paulipetro	Litológico, RG, sônico, R, SP, <i>dipmeter</i>
1-TP-1-SC	Três Pinheiros	Petrobras	-
1-TP-2- SC	Três Pinheiros	Petrobras	-
1-TP-3-SC	Três Pinheiros	Petrobras	Litológico, RG, sônico, R, SP
1-TV-2-SC	Taquara Verde	Petrobras	-
1-TV-3-SC	Taquara Verde	Petrobras	-
1-TV-4-SC	Taquara Verde	Petrobras	-
2-UV-1-PR	União da Vitória	Petrobras	Litológico, R, SP

Dados de topo e base de formações foram obtidos para a totalidade dos poços disponíveis. Descrições litológicas de amostras de calha e perfis petrofísicos, incluindo raios-gama (RG), resistividade (R), potencial espontâneo (SP), tempo de trânsito (sônico) e mergulho (*dipmeter*), foram obtidos para 48 dos 65 poços (Tab. 3.1). As espessuras dos corpos sedimentares dos diferentes litotipos perfurados foram extraídas dos perfis e transferidas para um banco de dados, a partir do qual foram confeccionados mapas estratigráficos. A maior profundidade de ocorrência do Grupo Itararé foi constatada no poço 2-AN-1-PR, estando a unidade compreendida entre 4.074 e 5.157 m em relação à superfície. No poço 1-MO-2-PR (Monjolinho), o Grupo Itararé está próximo à superfície atual, situado entre 120 e 916 m de profundidade.

3.2.1. PERFIS PETROFÍSICOS

Perfis petrofísicos (*petrophysical logs*) são muito utilizados como ferramenta estratigráfica, pois fornecem informação vertical contínua, o que raramente se obtém em seções aflorantes. Na tabela 3.1 é apresentada uma relação dos tipos de perfis disponíveis para os intervalos de profundidade equivalentes ao Grupo Itararé. No geral, as coleções mais completas de perfis petrofísicos foram obtidas nos poços perfurados pelo Paulipetro, que apresentam descrição litológica, RG, SP, resistividade, sônico e *dipmeter*.

Dentre todos os perfis disponíveis, o perfil de raios-gama (*gamma-ray log*) foi utilizado de forma mais sistemática na correlação estratigráfica. Trata-se do perfil mais empregado por estratígrafos, pois sua assinatura possui íntima relação com a constituição litológica de

sucessões siliciclásticas. Elementos radioativos como o potássio e o tório tendem a se concentrar nos minerais de argila e por isso a curva de raios-gama assume um papel de perfil de argilosidade, permitindo a clara distinção entre arenitos e fácies lamíticas (Miall, 1999). Na maioria dos perfis de poços da Bacia do Paraná, a curva de raios-gama é expressa em unidades API (*American Petroleum Institute*). Arenitos quartzosos e livres de argilosidade exibem baixos valores API e deflexão à esquerda no perfil de raios-gama. Folhelhos apresentam radiação gama relativamente mais alta, no geral superiores a 100 unidades API, com a curva defletindo à direita.

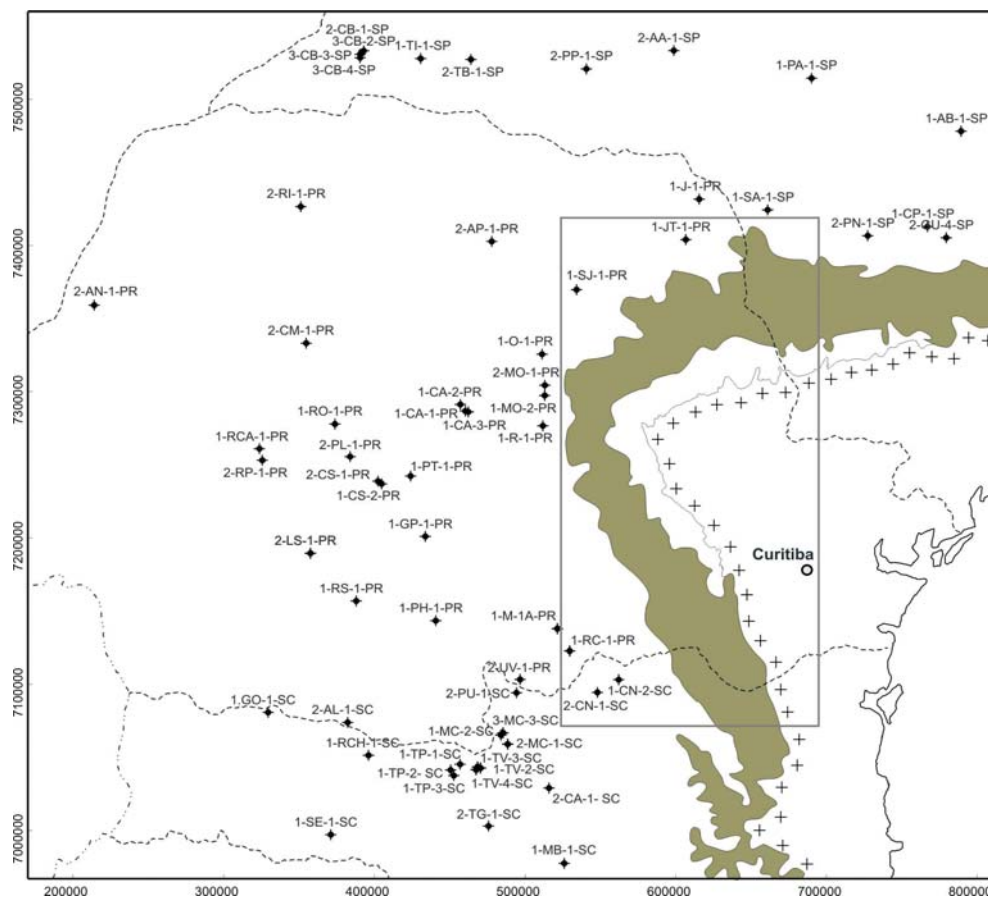


Figura 3.4 – Localização dos poços em relação à faixa de afloramentos do Grupo Itararé. Em destaque a área estudada na faixa de afloramentos. Coordenadas em metros.

A análise de sucessões verticais de fácies e ciclos estratigráficos baseia-se na caracterização do formato da curva de raios-gama, também denominado de “fácies-perfil” (*logfacies*). Admite-se que uma sucessão siliciclástica marinha/costeira caracterizada por aumento progressivo da radiação gama pode ser com certa segurança interpretada como um evento de elevação do nível relativo do mar. Os formatos ou padrões de curva mais conhecidos são: 1. cilíndrico ou em caixa, 2. em sino (*dirtying-up*), 3. em funil (*cleaning-up*), 4. irregular e 5. simétrico (*cleaning-dirtying-up*), a maioria reconhecida no Grupo Itararé (Fig. 3.5).

A interpretação paleoambiental a partir dos formatos de perfis é um procedimento totalmente vinculado à escala vertical de observação. Por exemplo: um conjunto retrogradacional de parassequências pode aparecer expresso como um padrão em sino com poucas centenas de metros de espessura. Internamente, esse padrão é composto por padrões em funil com dezenas de metros de espessura empilhados, representando parassequências individuais. Da mesma forma, na escala de poucos metros, uma sucessão com padrão cilíndrico pode constituir um depósito de preenchimento de canal fluvial. Se o mesmo padrão se repete com dezenas ou centenas de metros, esse pode ser interpretado como um trato de sistemas de mar baixo agradacional depositado em ambiente estuarino.

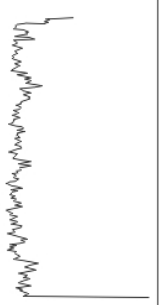
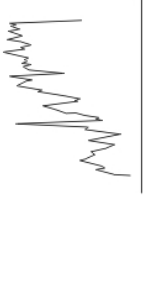
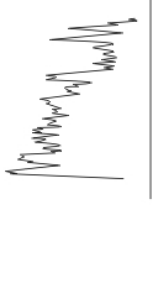
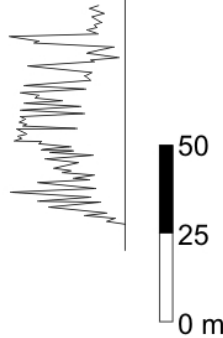
Cilíndrico	Funil	Sino	Irregular
			
Agradação fluvial, preenchimento de canal ou vale inciso	Progradação costeira ou turbidítica	Retrogradação ou preenchimento de canal/vale	Franjas de lobos, depósitos de ressedimentação

Figura 3.5 – Exemplos mais comuns de padrões de perfis de raios-gama observados no Grupo Itararé e possíveis interpretações.

3.2.2. TESTEMUNHOS

Testemunhos de alguns poços foram descritos e documentados fotograficamente visando caracterizar fácies sedimentares em subsuperfície. A tabela 3.2 relaciona os testemunhos descritos e fotografados, com referência aos respectivos intervalos de profundidade.

Os testemunhos da Bacia do Paraná estão atualmente sob responsabilidade da Petrobrás e armazenados na Refinaria Getúlio Vargas (REPAR), no Município de Araucária – PR. O acesso à coleção de testemunhos foi viabilizado a partir de autorização concedida pelo CENPES para pesquisadores e bolsistas da UFPR. Os poços perfurados pela Petrobrás nas décadas de 1950 e 60 apresentam o maior número de intervalos testemunhados no Grupo Itararé, merecendo destaque os poços 1-UV-1-PR, com 10 testemunhos, e 2-O-1-PR com 9

testemunhos. Por outro lado, esses mesmos poços oferecem, na maioria, menos opções de perfis petrofísicos, muitas vezes não contando com a curva de raios-gama e o *dipmeter*. O intervalo mais espesso com testemunhagem contínua foi obtido no poço estratigráfico 2-AL-1-SC (105 metros), perfurado pelo Paulipetro em 1982, no topo do Grupo Itararé. Nesse testemunho foram recuperados essencialmente diamictitos do Membro Chapéu do Sol da Formação Taciba.

Tabela 3.3 – Listagem dos testemunhos descritos.

Poço	Testemunho	Profundidade (m)	Poço	Testemunho	Profundidade (m)
1-AA-1-SP	7	1993-1994	1-MB-1-SC	17	1589,5-1590,5
	8	2296-2297		18	1590,5-1594,5
1-AL-1-SC	26	2794,2-2796,2	1-MO-1-PR	3	180,4-181,4
		2797,2-2801,2	2-O-1-PR	6	465-467,5
1-AP-1-PR	22	3045-3046		7	488-491
1-CA-1-PR	8	1062-1065			538-541,5
	10	1309-1309,2		8	612-618
	11	1419-1420		9	635-635,2
3-CB-3-SP	8	4461,2-4485,8		10	635,2-639
2-CS-1-PR	27	2446-2450		11	648-651
2-DO-1-MS	37	2605-2606		14	953-953,3
	39	2788-2789	1-PH-1-PR	6	2805-2806
	40	2939-2940	2-PN-1-SP	10	773-774
1-J-1-PR	28	1148-1149	2-PU-1-SC	16	1240-1241
	30	1196-1197	2-RI-1-PR	15	3280-3282
	33	1337-1338	1-RO-1-PR	4	3163-3164
	42	1723-1724		5	3593-3594
	50	1874-1875	2-RP-1-PR	8	3074-3074,2
2-LA-1-SP	10	2666-2667	1-SE-1-SC	8	2504-2505
1-M-1A-PR	20-21	1388-1406	1-SJ-1-PR	15	1176,2-1177,2
	23	1451,5-1452,5	2-TB-1-SP	7	3003,8-3004,8

3.2.3. MAPAS ESTRATIGRÁFICOS E ESTRUTURAIS

Os dados extraídos dos perfis de poços possibilitaram o cálculo de diferentes atributos, tais como cotas de topo e base de formações, espessura acumulada e percentual dos diferentes litotipos e razão arenito/pelito. Os dados foram interpolados utilizando o método de Krigagem no programa *Golden Software Surfer 8*, obtendo-se a representação desses atributos em mapa. Para o cálculo de isópacas e contornos estruturais, os valores de espessura acumulada de intrusivas mesozóicas foram excluídos, a fim de reconstituir aproximadamente o arcabouço estratigráfico pré-magmatismo.

Mapas de contorno e isópacas foram úteis na definição de depocentros e áreas relativamente altas à época da sedimentação, possibilitando interpretar caracteres paleogeográficos. Inferências quanto ao controle tectônico na sedimentação foram feitas mediante a correlação dos mapas confeccionados com os principais alinhamentos estruturais regionais identificados na bacia (Ferreira, 1982; Zalán et al., 1987 - ver figura 1.3). Mapas de

isólitais, de porcentagem e de razão permitiram sugerir áreas de suprimento detrítico em âmbito regional, principalmente para as regiões não aflorantes, onde não é possível a obtenção de dados de paleocorrentes.

Apesar de extremamente importantes para a análise estratigráfica regional, os mapas confeccionados devem ser encarados com cautela, já que os dados de poços disponíveis para o Grupo Itararé são de pequena quantidade e esparsos. Como a distribuição dos poços na área de estudo é bastante heterogênea, a interpolação dos dados não foi estendida para as áreas muito pobres em informação, de modo a evitar erros de interpretação.

3.3. ANÁLISE DE FÁCIES

3.3.1. DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO

A definição do termo fácies em geologia sedimentar não segue um conceito formal rigoroso e diversas conotações têm sido dadas. A característica mais importante e consensual do termo é o caráter de desconfinamento, ou seja, a caracterização de uma fácies independe da sua posição estratigráfica. Isso significa que, em uma seção levantada, litotipos com as mesmas características e recorrentes na vertical devem ser descritos como uma mesma fácies.

Miall (1999) conceitua fácies como uma “unidade de rocha definida com base em suas características litológicas distintas”, representando um evento de deposição individual ou um processo sedimentar. As características distintas podem incluir composição mineralógica, granulometria, geometria e estruturas sedimentares. Cabe ressaltar que nessa definição o autor refere-se à fácies sob o ponto de vista litológico, ou seja, como litofácies. Se analisado segundo outros atributos, o mesmo corpo de rocha pode ser definido como biofácies, sismo-fácies, eletrofácies, icnofácies, etc.

Ao discutir os problemas terminológicos envolvidos na análise de fácies, Walker (1990) adotou uma postura mais flexível quanto à conceituação. Segundo a opinião do autor, uma fácies pode ser definida como uma parte ou uma “peça” do registro estratigráfico. Em termos práticos, cada uma dessas partes é limitada por contatos bruscos ou gradacionais e apresenta características distintas das que ocorrem imediatamente abaixo e acima. A avaliação das fácies constituintes de uma unidade estratigráfica pode ser feita de diversas formas e em diferentes níveis de detalhe dependendo do objetivo a ser alcançado, se interpretação sedimentológica, correlação estratigráfica, mapeamento, reconstrução paleogeográfica etc.

Recentemente, Swift et al. (2003) incorporou conotação hierárquica na definição de litofácies, considerando tratar-se de uma unidade de rocha na escala intermediária entre camada e seqüência. Deste modo, litofácies seria a unidade fundamental para a análise estratigráfica em meso-escala.

O termo fácies é aqui usado no sentido de litofácies, porém não ignorando características paleontológicas que sejam importantes e distintas em alguns casos. A

abordagem utilizada é operacional em escala de afloramento, ou seja, com ênfase na textura, geometria e estruturas sedimentares. Assim como proposto por Walker (1990), o reconhecimento de fácies como “peças” ou unidades litológicas individuais servirá de base para a construção da arquitetura estratigráfica.

Devido à diversidade de processos e condições paleogeográficas durante a sedimentação, o Grupo Itararé é constituído por inúmeras fácies. Nesse caso, a análise de fácies requer a descrição detalhada de cada tipo encontrado mas exige, acima de tudo, o uso de um esquema classificatório que facilite a descrição e auxilie a interpretação dos processos sedimentares e o agrupamento em associações genéticas. Walker (1990) recomenda que esquemas locais sejam utilizados, considerando as características geológicas particulares de cada unidade estudada. Esquemas “universais”, como o de Miall (1978) para depósitos fluviais e o de Mutti & Ricci-Lucchi (1972) para turbiditos, têm a vantagem de homogeneizar o conhecimento e facilitar a comunicação geológica. Por outro lado, oferecem o risco de “ajustes forçados” de um caso particular a um determinado esquema.

Tendo em vista os aspectos discutidos acima, optou-se neste trabalho pela utilização de um esquema já difundido na literatura, porém com sensíveis adaptações e modificações para melhor se ajustar ao caso específico do Grupo Itararé. Em linhas gerais, foi adotado o esquema classificatório proposto por Eyles et al. (1983) para ambientes glaciais, cuja nomenclatura é produto da ampliação do código de fácies de Miall (1978), ao qual foi acrescentada a classe “D” dos diamictitos. O termo “diamictito sustentado pelos clastos” (fácies “Dc” de Eyles et al., 1983) foi desconsiderado, visando preservar a definição original de Flint et al. (1960a, b), na qual diamictitos são rochas exclusivamente sustentadas por matriz lamítica. Para descrever os termos clásticos grossos sustentados pelo arcabouço ou por matriz arenosa foi utilizada a classe “G” de Miall (1978).

Quatro classes essenciais compõem o código, que se referem ao aspecto textural das fácies e são definidas pelas seguintes letras maiúsculas: S = arenitos; G = conglomerados; F = finos; D = diamictitos. Para ritmitos caracterizados pela alternância regular entre lâminas de diferentes frações granulométricas (sobretudo argila, silte e areia fina) foi utilizada a letra “R”. Fácies lamítico-arenosas, não-rítmicas e comumente com laminação ondulada ou lenticular foram consideradas fácies heterolíticas e definidas pela letra “H”. A segunda letra do código define a anisotropia granulométrica vertical ou a estrutura sedimentar presente. Dessa forma, arenitos com estratificação plano-paralela ou horizontal constituem a fácies Sh e conglomerados com gradação inversa, fácies Gi. Uma terceira letra pode ser incorporada em alguns casos para definir características mais específicas, já de conotação genética, como a letra “d” para descrever clastos caídos (*dropstones*) em lamitos laminados (fácies Fl-d), ou a letra “s” para definir planos de cisalhamento (*shear*) em diamictitos maciços (fácies Dm-s).

3.3.2. ANÁLISE DA POLARIDADE DO TRANSPORTE SEDIMENTAR

Dentre os inúmeros estudos realizados na seqüência permocarbonífera da Bacia do Paraná, poucos utilizaram dados de paleocorrentes sistematicamente como ferramenta auxiliar na análise estratigráfica. Segundo Miall (1999), quatro aspectos principais de uma bacia sedimentar podem ser avaliados a partir da análise de paleocorrentes: 1. direção de paleotaludes, refletindo em padrões de subsidência tectônica; 2. sentidos de suprimento sedimentar; 3. geometria e orientação de unidades litológicas; 4. natureza dos ambientes de sedimentação. A utilização do método em parceria com análises de proveniência e mapas de atributos constitui a melhor fonte de dados para a reconstrução paleogeográfica de determinado intervalo estratigráfico.

O Grupo Itararé é uma unidade particularmente interessante para a aplicação do método devido à riqueza de indicadores de fluxo, tais como: arenitos com diferentes tipos de estratificação cruzada, imbricação e alinhamento de clastos em conglomerados, deformações penecontemporâneas produzidas por escorregamentos de massa, canais, feições de corte e preenchimento, lineações de corrente, etc. Além dessas feições, superfícies de abrasão glacial são evidências da direção e em alguns casos do sentido de paleofluxo de geleiras na bacia.

Durante os trabalhos de campo, todos os tipos de indicadores citados acima foram prospectados, visando obter os sentidos de transporte em diferentes fácies. Sempre que possível, os dados obtidos foram relacionados aos seus respectivos intervalos estratigráficos de ocorrência para verificar possíveis variações nos padrões de fluxo ao longo do tempo geológico. Para a obtenção do azimute do paleofluxo em arenitos, por exemplo, foram medidos os rumos de mergulho dos planos frontais de estratificação cruzada de alto ângulo (*foresets*), sobretudo em estratos com inclinação estrutural próxima de zero. Para camadas inclinadas mais do que 5°, sua atitude foi rebatida ao plano horizontal para corrigir os valores medidos. Procurou-se obter um mínimo de 20 medidas em cada estação.

As medidas foram organizadas em um banco de dados construído no programa computacional *RockWorks 2004*, considerando o tipo de indicador de fluxo, localização geográfica e, quando possível, posição estratigráfica. A partir disso os dados foram tratados estatisticamente com a confecção de diagramas em rosetas.

3.3.3. INTERPRETAÇÃO DE PROCESSOS E ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

A reconstituição de paleoambientes de sedimentação no Grupo Itararé requer o entendimento de sistemas deposicionais desde continentais a marinhos, já que a sedimentação da unidade foi marcada por grandes mudanças na paleogeografia. Apesar da forte influência de geleiras, as mesmas atuaram principalmente como agentes de transporte e suprimento de detritos para a bacia, que em seguida foram remobilizados e depositados por uma gama de processos “extra-glaciais”.

A descrição sucinta das estruturas sedimentares e a geometria das fácies serviu de base para a interpretação dos processos envolvidos na sua gênese. Modelos de fácies e de sistemas deposicionais baseados tanto em processos atuais como no registro estratigráfico foram consultados a partir de publicações clássicas sobre o tema, como Walker & James (1992) e Reading (1996).

O reconhecimento de fácies (processos) com relações genéticas e espaciais entre si possibilitou a definição de associações de fácies. A conotação do termo não considera o fator escala, de forma que as dimensões e o significado estratigráfico das associações de fácies variam de acordo com o nível de detalhe do estudo desenvolvido. Mais do que a simples visualização das fácies como conjuntos de processos congêneres, a interpretação de associações realizada no presente trabalho baseou-se na análise de sucessões verticais de fácies que registram mudanças progressivas nas condições deposicionais, bem como na identificação de atributos geométricos (elementos arquitetônicos).

A análise de elementos arquitetônicos como ferramenta para a reconstrução paleoambiental incorpora os conceitos de fácies e associações de fácies, mas preocupa-se sobretudo com a geometria das unidades sedimentares. O termo elemento arquitetônico (*architectural element*) é definido como um corpo tridimensional caracterizado por conjuntos de litofácies, geometria externa e orientação distintivos (Allen, 1983 apud Miall, 1999). A abordagem foi mais bem desenvolvida no estudo de depósitos fluviais com os trabalhos de A. D. Miall (e.g. Miall 1985, 1988), que também destacou a importância das hierarquias de superfícies limítrofes. Como a terminologia utilizada se reveste de conotação genética, são necessários modelos específicos para cada tipo de sistema deposicional. Para sistemas turbidíticos, merece destaque o modelo de Mutti & Normark (1987), que distinguem vários tipos de feições de preenchimento de canais e lobos deposicionais.

3.3.4. ANÁLISE DE HETEROGENEIDADES EM RESERVATÓRIOS E AQUÍFEROS

O reconhecimento da geometria e das superfícies limítrofes de fácies e associações de fácies é de grande importância para a análise de reservatórios de petróleo e aquíferos, já que os corpos sedimentares correspondem a compartimentos ou unidades preferenciais de fluxo de fluidos (*flow units*). Superfícies externas e internas podem atuar como barreiras à migração de água ou hidrocarbonetos, ou também causar decréscimo drástico de permeabilidade (*permeability baffles*). Segundo Galloway & Hobday (1996), as direções de estratos cruzados ou de eixos de canais, por exemplo, exercem influência nítida nos caminhos preferenciais de permeabilidade em um reservatório (Fig. 3.6). A definição de unidades de fluxo depende da escala do estudo realizado, do grau de heterogeneidade presente e dos dados disponíveis. Desta forma, o tamanho das unidades será inversamente proporcional ao nível de detalhe alcançado e à complexidade geológica do objeto estudado.

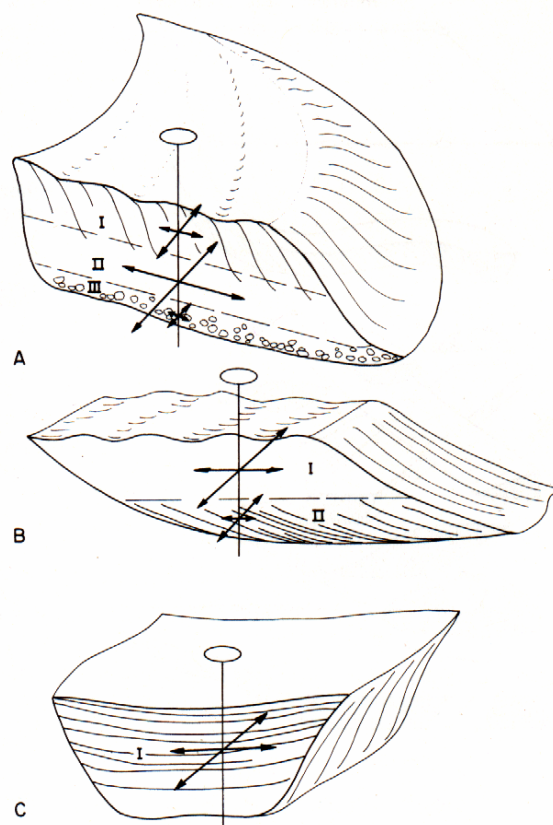


Figura 3.6 – Três exemplos de elementos arquitetônicos com suas respectivas unidades de fluxo (Galloway & Hobday 1996). Números romanos indicam diferentes unidades de fluxo. Setas indicam as variações direcionais relativas de permeabilidade. A) barra em pontal com depósito residual na base; B) face litorânea progradação; C) canal turbidítico. Notar que as direções de permeabilidade são influenciadas pelos planos de estratificação.

Para a visualização e análise qualitativa de unidades de fluxo nos arenitos do Grupo Itararé foram utilizados dados de alta resolução obtidos nas áreas de detalhe (Lapa e Vila Velha), adicionados de seções de arquitetura (fotomosaicos) construídas em afloramentos contínuos. Para isso, foram utilizados os conceitos de elementos arquitetônicos e superfícies limítrofes desenvolvidos por Miall (1985), Mutti e Normark (1987), dentre outros, com adaptações para cada caso estudado. Para a determinação de escalas de heterogeneidades, foi adotada a classificação de Alpay (1972 apud Galloway & Hobday, 1996), que define cinco hierarquias: gigascópica, megascópica, macroscópica, mesoscópica e microscópica.

3.4. ANÁLISE DE SEQÜÊNCIAS

A Estratigrafia de Seqüências propõe a subdivisão do registro estratigráfico em unidades (seqüências) limitadas por superfícies com significado cronoestratigráfico, sejam seqüências tectono-sedimentares (Sloss 1963), seqüências deposicionais (Vail et al., 1977) ou seqüências genéticas (Galloway 1989). O modelo mais difundido (Vail et al., 1977) foi

desenvolvido pela escola da Exxon partir do estudo de seções sísmicas em margens continentais. Mais tarde, os conceitos foram ampliados para estudos de perfis de poços e afloramentos, sendo assim formulados os elementos básicos da Estratigrafia de Seqüências.

No presente trabalho, a análise de seqüências é aplicada ao Grupo Itararé a partir de dados de afloramentos e perfis de poços, de acordo com a metodologia de Van Wagoner et al. (1990). Para a definição de um modelo evolutivo baseado na Estratigrafia de Seqüências, os resultados obtidos em todas as etapas do trabalho foram integrados e progressivamente reavaliados, conforme ilustra o fluxograma da figura 3.7.

Considerando que a Bacia do Paraná é classificada como do tipo Interior Cratônico, é mais adequada a utilização de esquemas concebidos para margens do tipo rampa, onde não há o limite plataforma/talude bem desenvolvido (Fig. 3.8). Além dos conceitos clássicos de Estratigrafia de Seqüências, foram incorporados na interpretação novos modelos de análise de bacias glaciadas, que serão discutidos em maior detalhe no capítulo 4.

A amarração bioestratigráfica foi realizada segundo dados existentes na literatura, principalmente baseados em palinologia. Para o posicionamento cronoestratigráfico foi adotado o biozoneamento proposto por Souza (2000), que incorpora os estudos mais recentes de palinomorfos no Grupo Itararé, incluindo a revisão e atualização do esquema clássico de Daemon & Quadros (1970). Dentre os perfis analisados em superfície e subsuperfície, alguns contam com datações palinológicas apresentadas por Souza (2000), como é o caso das seções Ventania – Ibaiti e Itararé – Itaporanga e de alguns poços.

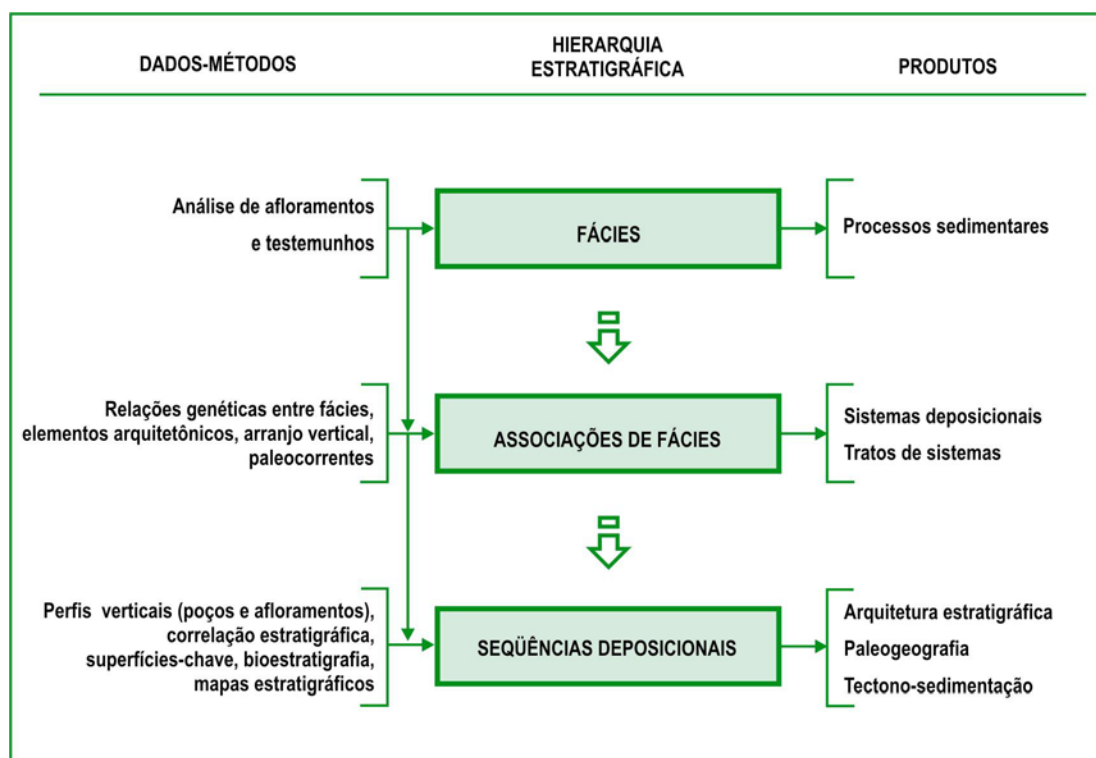


Figura 3.7 – Fluxograma sintético da análise estratigráfica do Grupo Itararé.

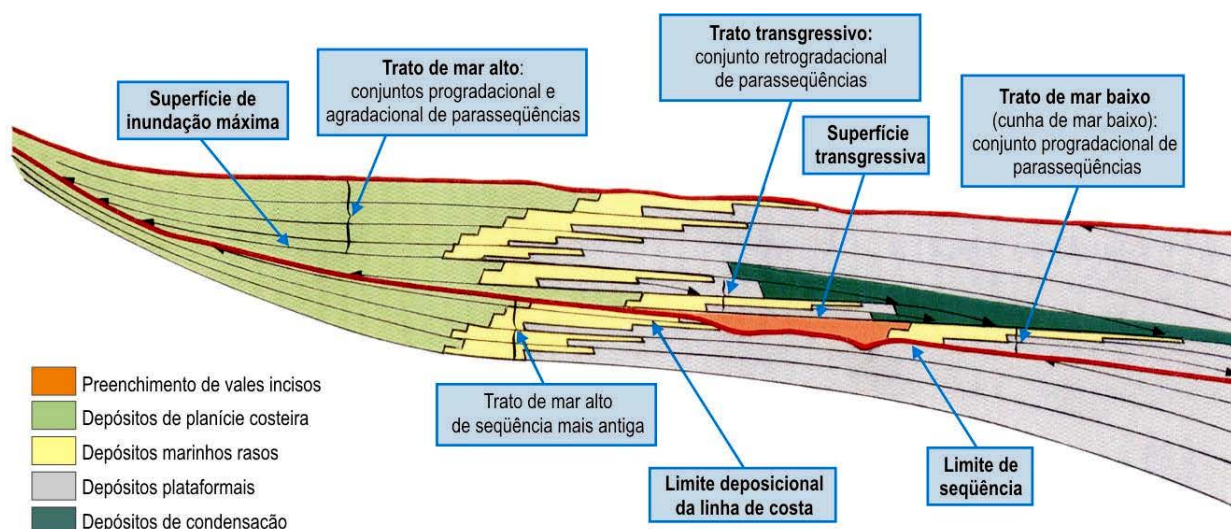


Figura 3.8 – Arquitetura estratigráfica e terminologia de uma sequência do tipo 1 desenvolvida numa margem em rampa (Van Wagoner et al. 1990).

3.4.1. CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A identificação de superfícies com significado cronoestratigráfico (superfícies-chave) é usualmente o primeiro procedimento da análise de seqüências. Segundo a conceituação da Exxon (e.g. Vail et al., 1977; Posamentier & Vail, 1988), uma seqüência deposicional envolve basicamente três tipos de superfícies: o limite de seqüência, a superfície transgressiva ou superfície de ravinamento e a superfície de inundação máxima. Tais superfícies limitam conjuntos de parasequências (tratos de sistemas deposicionais) e podem ser identificadas a partir de várias ferramentas (sísmica, poços e afloramentos).

Em Estratigrafia de Seqüências o emprego do perfil de raios-gama na identificação de superfícies com significado cronoestratigráfico e tratos de sistemas deposicionais tem sido amplamente realizado, conforme metodologia discutida em Van Wagoner et al. (1990) e Mitchum et al. (1994). A identificação de padrões semelhantes facilita a correlação estratigráfica entre áreas geograficamente distintas da bacia. Quando há variação horizontal de argiliosidade em função da paleogeografia, há uma tendência de mudança nos valores absolutos de radiação gama, porém o formato da curva permanece similar. O reconhecimento de superfícies-chave, a análise dos padrões verticais e o rastreamento desses padrões lateralmente possibilitam dessa forma a confecção de seções de arquitetura com a distribuição de fácies segundo um arcabouço cronoestratigráfico (Fig. 3.9).

Com a análise minuciosa de perfis de raios-gama foi possível identificar e rastrear superfícies-chave e padrões de empilhamento (*stacking patterns*) para alguns intervalos do Grupo Itararé. Seções regionais de correlação estratigráfica entre perfis de poços foram confeccionadas tanto ao longo da direção (seções *strike*) quanto do mergulho (seções *dip*) do paleogradiente da bacia, deduzidos a partir de paleocorrentes e mapas estratigráficos. Em

áreas com adensamento de poços foi possível construir seções locais com detalhamento de alguns níveis estratigráficos.

Como superfícies de referência para as correlações optou-se por utilizar horizontes internos no Grupo Itararé, definidos em picos de argilosidade interpretados como superfícies de inundação máxima. A maioria dessas superfícies está contida em níveis marinhos fossilíferos descritos e mapeados em trabalhos anteriores, tais como o folhelho Lontras - Ortigueira (Schneider et al. 1974; Castro 1999), o folhelho Passinho (Almeida 1945) e a Camada Roncador (França & Potter 1988). Esses horizontes servem como camadas guia em subsuperfície e superfície e podem ser identificados como picos de radiação gama na maioria dos poços utilizados.

A partir do nivelamento das seções segundo as superfícies de inundação marinha foi possível determinar padrões de perfis equivalentes entre os poços e compará-los com sucessões verticais de fácies descritas em superfície. Com isso foram constatados conjuntos de parassequências com padrões de empilhamento progradacionais, retrogradacionais e agradacionais, de representatividade lateral, e passíveis de correlação. Esse procedimento foi a base para a definição dos tratos de sistemas deposicionais, também tendo em vista o significado genético das associações de fácies.

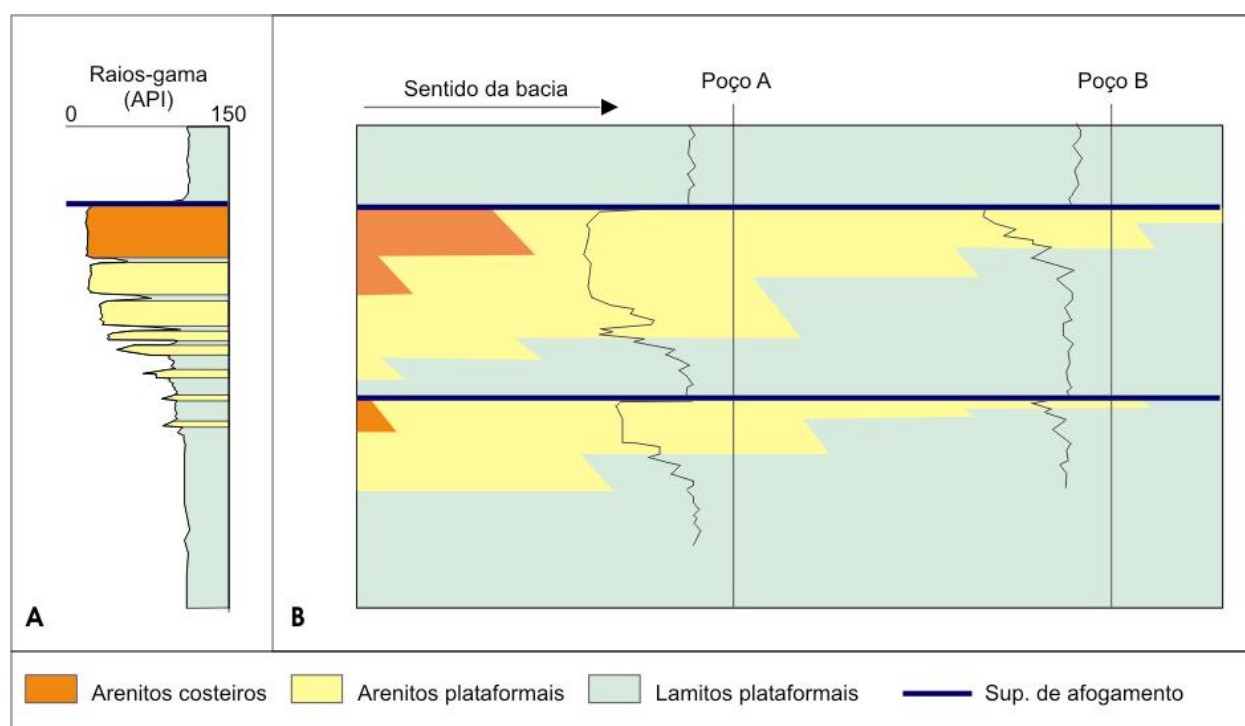


Figura 3.9 – Exemplos hipotéticos da utilização de perfis petrofísicos na definição de padrões de empilhamento (adaptado de Van Wagoner et al., 1990). A) sucessão caracterizada por decréscimo de argilosidade em direção ao topo, interpretada como um ciclo progradante (parassequência). B) Seção estratigráfica paralela ao mergulho da bacia, ilustrando dois ciclos progradantes interpretados a partir de perfis de poços.

3.4.2. CONFECÇÃO DO MODELO DE SEQÜÊNCIAS

Com a identificação das superfícies-chave (desconformidades e superfícies de inundação) e diferentes conjuntos de parasseqüências, foi possível subdividir o Grupo Itararé em seqüências deposicionais relacionadas a ciclos de 3ª ordem (Vail et al., 1977).

Estudando a seção Ventania-Ibaiti, no flanco norte do Arco de Ponta Grossa, Vesely (2001) determinou o empilhamento estratigráfico do Grupo Itararé e identificou múltiplas superfícies erosivas interpretadas como limites de seqüências deposicionais. Com base em correlações com perfis de poços a oeste mediante uma seção *strike*, verificou-se que tais limites eram rastreáveis em subsuperfície pelo menos no centro-norte do Paraná. Com a interpretação das associações e sucessões de fácies e sua correlação com padrões nas curvas de raios-gama, foi possível definir um modelo evolutivo e uma nova terminologia para tratos deposicionais glaciais, baseando-se na Estratigrafia de Seqüências.

A fim de testar a aplicabilidade do modelo para o restante da bacia, método semelhante foi empregado no presente trabalho. Além de tentar estabelecer correlações com o arcabouço proposto por Vesely (2001) em seções *strike* e *dip*, as seqüências deposicionais definidas pelo autor foram reexaminadas visando verificar mudanças laterais de fácies bem como avaliar o papel de variáveis locais na arquitetura estratigráfica. Avanços no entendimento da sedimentação em bacias glaciadas possibilitaram incrementar as interpretações dos tratos de sistemas deposicionais e verificar suas relações com ciclos de avanço e recuo de geleiras.

O resultado final na análise de seqüências é um modelo que apresenta as superfícies-chave reconhecidas, os tratos de sistemas deposicionais e uma proposta de evolução estratigráfica para o Grupo Itararé na área estudada. A interpretação é corroborada mediante o arcabouço definido nas seções de correlação e herda os resultados obtidos a partir do estudo integrado entre os dados de superfície e subsuperfície. Paralelamente os resultados são confrontados com as propostas de classificação litoestratigráfica para Grupo Itararé.

4. BACIAS SEDIMENTARES GLACIADAS

Bacias glaciadas (*glaciated basins*) são sítios de acúmulo de sedimentos nos quais massas de gelo exercem influência nos processos de erosão, transporte e deposição, bem como na variação do espaço para acomodação. Tais influências são perceptíveis no registro estratigráfico, tanto na natureza dos depósitos resultantes e padrões de empilhamento quanto na distribuição de descontinuidades (desconformidades e superfícies de inundação). Neste capítulo são apresentados alguns conceitos de sedimentação glacial ou glacialmente influenciada, modelos de fácies e análise de seqüências em sucessões estratigráficas de bacias glaciadas. Um dos pontos mais importantes é salientar o papel das massas de gelo como agentes modificadores do suprimento sedimentar e do comportamento do nível de base, controles fundamentais da arquitetura estratigráfica.

4.1. DINÂMICA DOS AMBIENTES GLACIAIS

Ambientes glaciais (*latu sensu*) são locais onde o gelo e as águas derivadas do degelo são os principais agentes de transporte e deposição de sedimentos (Fig. 4.1). Englobam tanto os ambientes em contato direto (glaciogênicos), quanto adjacentes e influenciados por geleiras (proglaciais). Não englobam, contudo, os chamados ambientes periglaciais, que, embora caracterizados por climas frios e solos freqüentemente congelados (*permafrost*), não estão necessariamente próximos de geleiras.

Nos ambientes glaciogênicos (ou glaciais *stricto sensu*), os sedimentos estão em contato com a geleira e são depositados pelo gelo ou por águas de degelo. De acordo com a posição em relação à geleira, podem ser subdivididos em subglacial (na base da geleira), supraglacial (sobre a geleira) e englacial (dentro da geleira). Os ambientes proglaciais abrangem tanto a zona de contato com a margem da geleira (*ice-contact zone*) quanto seus arredores, desde que haja ainda influência do gelo ou da água de degelo. Incluem os ambientes flúvio-glaciais, glácio-lacustres e glácio-marinhos e vários subambientes associados.

4.1.1. O GELO COMO AGENTE DE EROSÃO, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO

Geleiras são massas de gelo formadas pela compactação e recristalização de neve precipitada e que se movimentam pela ação da gravidade. Sua formação requer baixas temperaturas e alta precipitação atmosférica. Quanto à forma, podem ser subdivididas em geleiras de vale e geleiras continentais, sendo que as primeiras são geleiras de altitude típicas de áreas montanhosas e apresentam padrão dendrítico similar ao de um sistema de drenagem (Miller, 1996). As geleiras continentais ou mantos de gelo (*ice-sheets*) cobrem extensas áreas e independem do relevo. Hoje estão restritas às regiões de alta latitude como a Antártica e a Groenlândia (Embleton & King, 1975). Os mantos de gelo da Antártica, por exemplo, cobrem uma área de 12.500.000 km² e podem atingir espessuras na ordem de 4000 m.

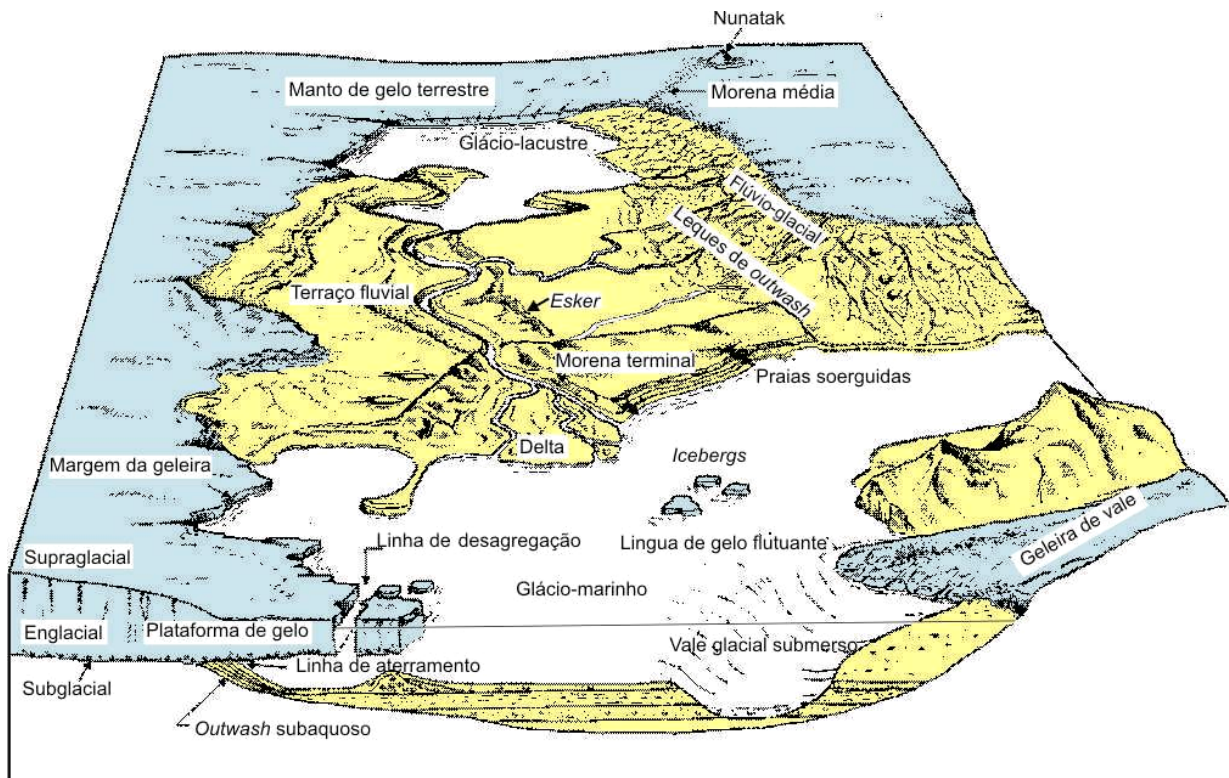


Figura 4.1 – Ambientes glaciais (modificado de Edwards, 1986).

A dinâmica de expansão e retração das geleiras é influenciada sobretudo por dois fatores: o balanço de massa e o regime térmico. O balanço de massa refere-se ao ganho ou à perda de volume de gelo e pode ser positivo ou negativo, dependendo do saldo da subtração volume acumulado (ganho de massa) – volume de ablação (perda de massa). Quando o balanço é positivo, ou seja, há mais acúmulo do que ablação, a geleira tende a sofrer acréscimo no volume e se expandir em área (avanço glacial). No caso inverso, em condições de balanço negativo, a geleira se retrai devido à progressiva perda de massa (reco glacial).

Quanto ao regime térmico, as geleiras se enquadram em dois contextos principais. Quando a geleira se encontra acima do ponto de degelo sob pressão (*pressure-melting point*), ou seja, sob condições de temperatura e pressão basais favoráveis ao degelo, a geleira é temperada ou de base úmida (*wet-based glacier*), havendo delgado nível de água de degelo na sua base. Quando se encontra abaixo do ponto de degelo sob pressão, condição em que a água de degelo é inexistente ou desprezível e o gelo está aderido ao substrato congelado, a geleira é polar ou de base seca (*dry-based glacier*). É comum a utilização do termo subpolar para caracterizar geleiras de regime misto que encontram-se na sua maior parte abaixo do ponto de degelo sob pressão mas apresentam certa quantidade de água de degelo (Miller, 1996).

O fluxo glacial é dado por deslizamento basal e deformação interna. O processo de deslizamento é efetivo em geleiras de base úmida, em virtude da ação lubrificante da água de degelo. Geleiras de base seca movimentam-se principalmente por deformação interna (fluxo plástico), devido à adesão com o substrato. Em alguns casos, geleiras podem apresentar margens estagnadas, pois o intenso acúmulo de detritos causa o soterramento da sua parte frontal. Neste caso, uma componente ascendente do fluxo pode ser produzida pelos esforços compressivos gerados entre a parte ativa da geleira e a margem estagnada.

A velocidade na superfície de uma geleira é o somatório do movimento por deslizamento basal e por deformação interna, que dependem da espessura do gelo, do gradiente topográfico e do regime térmico. A velocidade na superfície da geleira é maior que nas porções laterais e basais, onde há fricção com o substrato. Grandes geleiras continentais, como na Antártica por exemplo, tendem a apresentar canais internos com fluxo diferenciado (*ice streams*) que se movem mais rapidamente que o gelo adjacente (Bentley, 1987).

A maioria das geleiras de vale move-se a uma velocidade de menos de 300 metros por ano (Embleton & King, 1975). O movimento não é, porém, constante, estando sujeito a aumentos repentinos de velocidade em determinados períodos (*glacial surges*), principalmente em geleiras de base úmida (Raymond, 1987). Algumas geleiras na Groenlândia chegam a se mover mais de 20 metros por dia durante o verão (Clarke, 1987).

Geleiras possuem alto poder erosivo e desempenham papel importante na escultura do relevo. Em áreas afetadas pela última glaciação, como as partes setentrionais da América do Norte e da Europa por exemplo, a superfície do terreno exhibe feições típicas de erosão glacial em diferentes escalas. Segundo Boulton (1979), uma geleira erode por abrasão ou por remoção de blocos (*plucking*). O segundo processo é quantitativamente mais importante, sendo ainda responsável pela produção dos objetos que causam abrasão (Embleton & King, 1975). Além da ação direta do gelo, fluxos de água de degelo também exercem papel erosivo importante.

Partículas incorporadas na base de geleiras são transportadas sob intensa pressão contra a superfície do substrato. Os detritos agem como ferramentas abrasivas, gerando superfícies com diferentes formas erosivas indicativas do fluxo, denominadas genericamente de superfícies estriadas (Figs. 4.2 e 4.3). Essas superfícies não se formam apenas sobre substratos rochosos, podendo se formar também sobre sedimentos ainda não litificados (*soft-sediment striated surfaces*).

As feições de abrasão glacial mais características são as estrias glaciais, estruturas lineares subparalelas com seção transversal em forma de “U” ou de semicírculo, que se formam pelo arraste de clastos contra uma superfície (Fig. 4.2). Quando ocorrem associadas, estrias do tipo “cabeça de prego” (*nailhead striation*), fraturas lunadas e fraturas em crescente permitem a determinação do sentido do fluxo do gelo. Feições lineares de grandes dimensões,

em relevo negativo, recebem a denominação de sulcos (*grooves*) e podem atingir 1 a 2 metros de profundidade e 50 a 100 metros de comprimento. Estruturas lineares positivas, associadas a pares de sulcos paralelos, são chamadas de cristas (*flutes*).

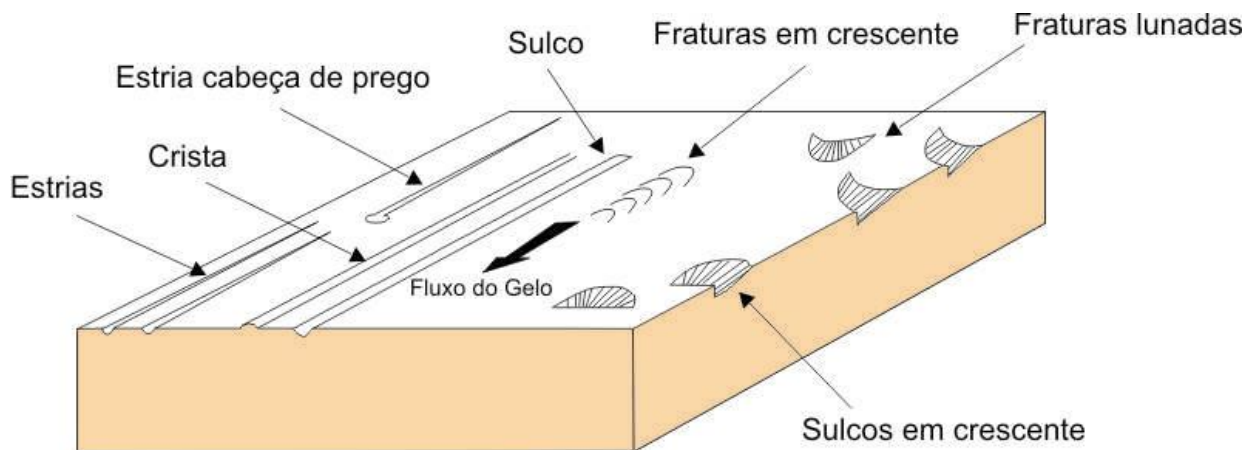


Figura 4.2 – Formas mais comuns desenvolvidas em superfícies de abrasão glacial (modificado de Embleton & King 1975, Shaw 1985, Miller 1996).

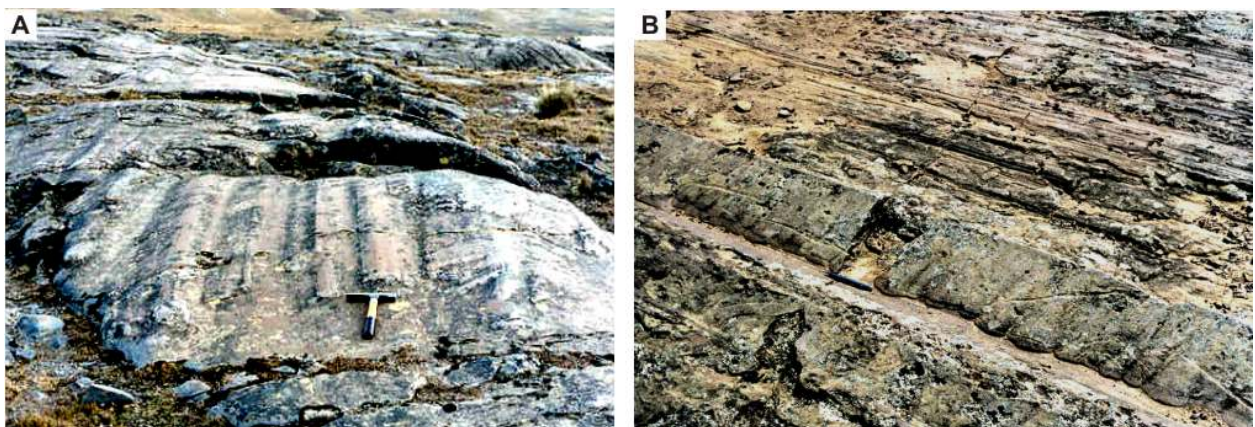


Figura 4.3 – Exemplos de superfícies estriadas: A) estrias e sulcos sobre substrato litificado do embasamento nos Andes Bolivianos; B) superfície estriada intraformacional (*soft-sediment striated surface*) sobre arenitos do Grupo Dwyka, Permocarbonífero da África do Sul. Fotos: Mario L. Assine.

Quando a geleira se desloca sobre um substrato rochoso irregular é comum a formação, nas partes elevadas, das chamadas rochas *moutonnée*, que apresentam típica forma assimétrica dada por abrasão a montante (*stoss side* – menor inclinação) e remoção de blocos a jusante (*lee side* – maior inclinação).

Fluxos de água de degelo confinados na base da geleira também podem produzir formas erosivas lineares no substrato, como proposto por Shaw (1994). Uma das feições diagnósticas é a marca erosiva em grampo (*hairpin erosional mark*), formada pela bifurcação de estrias e sulcos quando da presença de objetos resistentes que agem com obstáculos ao fluxo, tais como seixos e concreções. Outro tipo de estrutura são as marcas de arrasto de *icebergs* (*iceberg scours*), comuns em sedimentos marinhos e lacustres do Recente (Weber, 1958; Dowdeswell et al., 1993)

Sedimentos transportados por geleiras são provenientes de duas fontes principais: 1) do substrato da geleira, quando incorporados por erosão subglacial e/ou 2) a partir de encostas adjacentes no caso das geleiras de vale. Quando englobadas pelo gelo, as partículas podem ser transportadas na zona sub-, supra- ou englacial.

Os detritos supraglaciais podem derivar também das zonas sotopostas, sendo carregados para cima através de planos de cisalhamento formados por esforços compressivos nas margens estagnadas de geleiras. Por estar em contato direto com o substrato, a zona subglacial é a que transporta maior quantidade de partículas. A ação mecânica do gelo é um importante meio produtor de partículas tamanho silte, que resultam da cominuição dos detritos transportados pelo gelo. Como consequência, os depósitos glaciais possuem porcentagem alta de matriz siltica.

Ao contrário do vento e da água, o gelo não é capaz de selecionar as partículas que transporta e por isso sedimentos glaciais possuem alta imaturidade textural e mineralógica. A intensa abrasão das partículas transportadas entre si e com o substrato faz com que os clastos sejam facetados e com as faces polidas e estriadas (Fig. 4.4). Clastos em forma de “ferro de passar” ou de “bala” (*bullet-shaped clasts*) formam-se com o deslocamento do gelo carregado em sedimentos sobre seixos e matacões alojados no substrato.

A sedimentação em ambientes glaciais pode ocorrer diretamente a partir da geleira ou à sua frente, onde os agentes de transporte e deposição são correntes de água de degelo e fluxos de gravidade. Sedimentos supraglaciais e englaciais são muito instáveis, pois com o derretimento e recuo da geleira são sujeitos ao retrabalhamento por água e redeposição por outros processos. Como têm potencial de preservação muito baixo e expressão insignificante no registro estratigráfico, não serão abordados em mais detalhe.

Dentre os ambientes glaciogênicos, o mais importante em termos de deposição de sedimentos é o subglacial. A deposição ocorre tanto no avanço quanto no recuo do gelo, produzindo depósitos de ampla distribuição em área. Sedimentos subglaciais tendem a se alojar em irregularidades do substrato, ficando protegidos da remobilização por outros processos, especialmente quando são cobertos por outros depósitos.

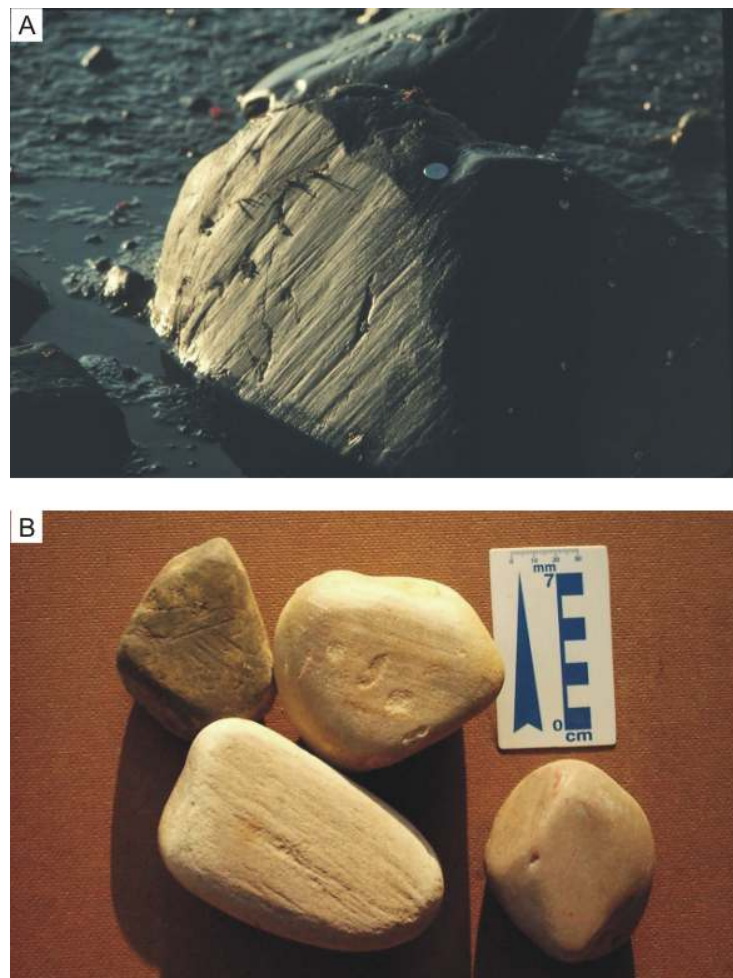


Figura 4.4 – A) matakão facetado e estriado em depósitos glaciais pleistocênicos da Formação Yakataga, Ilha Middleton, Alasca (Foto: Almério B. França); B) calhaus facetados e estriados provenientes da Formação Aquidauana, Permocarbonífero da Bacia do Paraná (foto: Mario L. Assine).

Depósitos formados por ação direta de geleiras configuram feições conhecidas genericamente como morenas (*moraines*). As morenas ocupam diferentes posições em relação à geleira e podem ser classificadas em terminais, laterais e medianas. As morenas terminais formam-se pelo acúmulo de detritos nas margens estagnadas de geleiras à medida que há o degelo (Fig. 4.5). No recuo da geleira, formam-se cristas que registram o limite máximo atingido pelas últimas fases de avanço glacial. Quando associadas com margens glaciais ativas, freqüentemente apresentam feições internas de deformação impostas pela ação cisalhante do gelo, sendo denominadas morenas de empurrão (*push moraines*).

Morenas são constituídas essencialmente por sedimentos grossos denominados de *till*, que na maioria das vezes apresentam baixa seleção granulométrica, aspecto maciço e abundância de clastos facetados e/ou estriados. A produção das partículas que compõem o *till* envolve a combinação de dois procesos, abrasão e fragmentação, o que tende a gerar bimodalidade textural (Croot & Sims, 1996). Por isso, o aspecto mais comum do *till* é a

presença de clastos de diferentes formas e tamanhos (de grânulos a matacões) dispersos numa matriz fina (Fig. 4.6).

Por diagênese, o sedimento *till* se transforma em uma rocha denominada tilito. O termo tilito possui conotação genética e refere-se aos depósitos essencialmente glaciogênicos. Em termos petrográficos, tilitos são, na maioria das vezes, diamictitos, ou seja, rochas sedimentares terrígenas sem seleção granulométrica constituídas por partículas de diferentes tamanhos, dispersas numa matriz de lama (Flint et al., 1960a, Flint et al., 1960b). Entretanto, tilitos podem ser também representados por outros tipos de rocha, como conglomerados e arenitos. De outra parte, um diamictito pode se formar por processos sem relação alguma com geleiras ou com gelo.

Diferentes processos atuam à frente das geleiras, responsáveis pela redistribuição dos detritos glaciais em ambientes flúvio-glacial, glácio-lacustre ou glácio-marinho. Nestes ambientes, sedimentos são transportados e depositados por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade, sem a intervenção glacial direta mas sob influência de flutuações na margem da geleira.

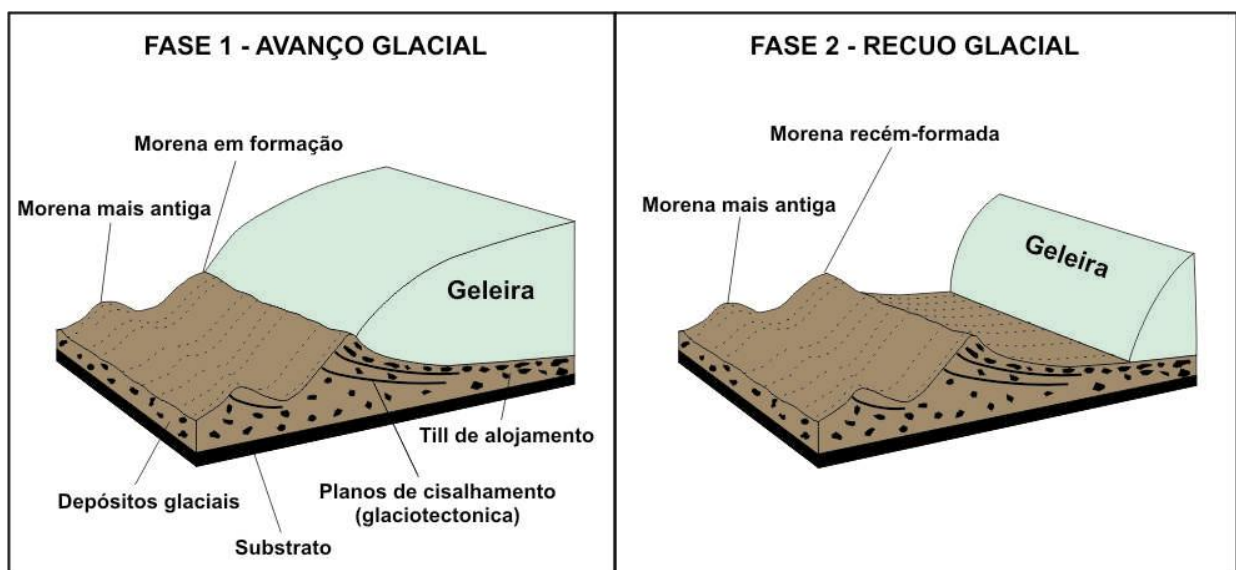


Figura 4.5 – Modo de formação de morenas terminais.

4.1.2. AMBIENTE SUBGLACIAL

No processo de avanço da geleira, detritos transportados na sua parte basal alojam-se em irregularidades do substrato, pouco se deslocando apesar da geleira continuar em movimento. Os depósitos resultantes são denominados tilitos de alojamento (*lodgement tillites*), que constituem corpos individuais pouco espessos (comumente < 3 m) e altamente compactados. São geralmente maciços, mas devido às pressões cisalhantes exercidas pelo gelo podem apresentar fraturas e foliações cuja vergência indica o sentido do fluxo.



Figura 4.6 – Aspecto textural de um depósito de *till* recente na Islândia, evidenciando ausência de seleção (Foto de Ó. Ingólfsson; extraída de http://www.hi.is/~oi/glacial_geology_photos.htm).

Já no degelo, quando o material transportado na base da geleira é lentamente liberado com a fusão do gelo intersticial, formam-se os tilitos de ablação (*ablation* ou *melt-out tillite*). Tilitos de ablação são depósitos pouco compactados e freqüentemente sem nenhuma orientação preferencial dos clastos (Flint, 1957). Mesmo sendo mais espessos que os de alojamento, sua espessura é geralmente inferior a 10 m .

A distribuição geográfica dos tilitos subglaciais é ampla, mas os corpos individuais são descontínuos e alongados paralelamente ao fluxo local das geleiras, tais como os *drumlins*. Embora controversa, a origem dos *drumlins* é com freqüência atribuída à escultura dos sedimentos subglaciais durante o avanço de geleiras continentais.

Sobre os tilitos subglaciais podem se desenvolver cristas (*flutes*) e sulcos (*grooves*) lineares, que, a exemplo dos *drumlins*, se orientam com direção paralela ao fluxo glacial. Quando a geleira está sobre o continente, durante seu recuo estas feições podem ser destruídas pela água de degelo, que forma leques de *outwash* (Fig. 4.7). A preservação é favorecida quando a geleira flui aterrada (*grounded ice*) dentro de um corpo d'água, e os sulcos e cristas são recobertos por fácies produzidas por decantação de sedimentos finos.

Deformações em sedimentos sotopostos, causadas pelo peso e movimento de geleiras, são objeto de estudo da glaciotectônica (Eyles & Eyles, 1992). O termo tilito de deformação (*deformation tillite*) é utilizado para designar tilitos que apresentam modificações estruturais provocadas por esforços cisalhantes causados pela geleira em movimento (Boulton & Deynoux, 1981).

Na base de geleiras temperadas, correntes de água de degelo de alta energia fluem confinadas através de condutos escavados no gelo. Areias e cascalhos acumulados nestes

condutos produzem cristas alongadas, conhecidas como *eskers* (Fig. 4.7). Os *eskers* possuem dimensões variáveis, sendo que alguns podem atingir centenas de quilômetros de comprimento por centenas de metros de largura. Internamente, os *eskers* podem apresentar ciclos com granodecrescência ascendente e estruturas sedimentares geradas por corrente, tais como estratificação cruzada. (Miller, 1996).

4.1.3. AMBIENTE FLÚVIO-GLACIAL

Sistemas aluviais formados por água de degelo transportam e depositam sedimentos na frente das geleiras (ambiente proglacial), formando planícies de areia e cascalho denominadas planícies de *outwash* (Fig. 4.7). Os sistemas flúvio-glaciais proximais à margem da geleira ocorrem na forma de leques, formados pelo desconfinamento de fluxos subglaciais. Ocorrem processos de fluxos gravitacionais (depósitos de boca de túnel) e fluxos em lençol (*sheetflows*), onde se depositam principalmente fácies conglomeráticas e de arenitos grossos (Fig. 4.8).

A dinâmica dos sistemas de *outwash* possui relação direta com avanços e recuos da margem da geleira e com variações periódicas na descarga de água de degelo. As correntes de degelo têm na própria geleira sua fonte de sedimentos, de modo que a principal época de deposição flúvio-glacial é no recuo da geleira, quando grande quantidade de detritos é fornecida.

Os sedimentos de leques de *outwash* tendem a apresentar diminuição granulométrica fluxo abaixo, bem como aumento na seleção e arredondamento dos grãos. Variações granulométricas verticais podem estar relacionadas a oscilações na margem da geleira (avanço e recuo). Seqüências com engrossamento textural para o topo geralmente refletem re-avanços da margem da geleira, pois significam aproximação da área fonte de sedimentos (Miller, 1989). Feições de escavação e preenchimento de diferentes dimensões são bastante comuns e refletem a alta energia do ambiente.

Leques aluviais de *outwash* transicionam para rios entrelaçados (Boothroyd & Nummedal, 1978), à medida que a água é captada e canalizada a jusante. Esses canais são rasos e apresentam dinâmica sedimentar muito ativa, mudando constantemente de posição. As fácies resultantes são típicas de rios entrelaçados, tais como arenitos e conglomerados com estratificação cruzada formados em canais e barras (Smith, 1985).

Vales fluviais podem ser barrados por geleiras, formando lagos a montante. Com o advento de estações mais quentes, pode haver degelo parcial e colapso da barragem de gelo, ocasionando a drenagem súbita da água do lago. É um fenômeno catastrófico, que causa incisão de vales e inundações a jusante. Durante o evento, grande volume de água desloca-se com alta velocidade, transportando em suspensão imensos blocos de rochas por grandes distâncias. Devido à alta energia do processo e à grande profundidade da lâmina d'água, o fluxo é capaz de formar barras de cascalho com vários metros de altura, estratos cruzados

gigantes e transportar matações em suspensão, depositando-os bruscamente com a desaceleração do fluxo.



Figura 4.7 – Superfície glacial exposta com o recuo da Geleira Woodworth, no Alasca, evidenciando diferentes feições morfológicas subglaciais e proglaciais: 1= geleira; 2= leques de *outwash*; 3= lagos proglaciais; 4= *drumlin*; 5= *esker*; 6 = *tills* com sulcos e cristas (ultrapassam 0,5 m de altura) (foto extraída de Press & Siever 1982).



Figura 4.8 – Terraço fluvial expondo areias e cascalhos de *outwash* na Islândia (Foto de Ó. Ingólfsson; extraída de http://www.hi.is/~oi/glacial_geology_photos.htm).

O fenômeno foi identificado pela primeira vez no início do século XX no noroeste dos EUA, nos terraços do rio Columbia (detalhes podem ser encontrados em Allen et al. 1997). Posteriormente identificado em diversas partes do mundo, é conhecido pela denominação *jökulhlaups* (Nye, 1976; Wait Jr.; 1985, Russell, 1994). Depósitos produzidos por estes eventos catastróficos não foram ainda devidamente reconhecidos no registro geológico. Alguns autores têm utilizado o modelo como hipótese alternativa para explicar grandes feições de preenchimento de canal por conglomerados e arenitos com matacões “flutuando” na matriz, presentes em algumas sucessões glaciais do Paleozóico (França et al., 1996; O'Brien et al., 1998).

4.1.4. AMBIENTE GLÁCIO-LACUSTRE

Lagos glaciais situados em contato com geleiras (*ice-contact lakes*) recebem sedimentos através de material derivado de desagregação de blocos da margem da geleira (*calving*), queda de clastos de gelo flutuante (*ice-rafted debris*), de correntes de fundo provenientes de túneis englaciais e/ou subglaciais, e de fluxos sedimentares de gravidade (Fig. 4.9-A). Leques ou lobos subaquosos podem se formar quando a entrada de fluxos de degelo ocorre através de túneis subglaciais próximo ao fundo do lago. Nesse caso, a fração grossa é transportada pelo fundo na forma de sistemas de *outwash* subaquosos, enquanto que a fração fina entra em suspensão e decanta lentamente. Como a densidade da água de degelo que entra no corpo d'água é maior que a da água do meio, há o desenvolvimento de fluxos hiperpicnais de fundo que originam correntes de turbidez.

A desagregação de blocos na margem da geleira forma *icebergs* que se deslocam ao sabor das correntes, liberando detritos à medida que derretem. Os registros mais importantes são clastos de grande diâmetro (seixos a matacões) que se desprendem do gelo, caindo no fundo e produzindo distúrbios na estratificação dos depósitos finos (*dropstones*). Os *icebergs* podem, eventualmente, tocar o fundo e produzir sulcos de arrasto de quilhas de gelo nos sedimentos inconsolidados (Weber, 1958; Woodworth-Lynas & Guigné, 1990).

Lagos glaciais podem estar situados também à distância de geleiras (*distal lakes*). A entrada de água e de sedimentos dá-se principalmente através de sistemas flúvio-glaciais que, ao adentrar no lago, formam plumas de sedimentos em suspensão (*interflows* ou *overflows*), originando deltas glácio-lacustres (Smith & Ashley, 1985; Lonne, 1995) (Fig. 4.9-B).

Devido à granulometria grossa e ao volume elevado da carga sedimentar, deltas lacustres em ambientes alimentados por correntes de degelo tendem a possuir taludes deposicionais íngremes (tipo Gilbert), levando à ocorrência de uma grande variedade de processos gravitacionais (Postma et al., 1983), como deslizamentos de massa, fluxos de detritos e correntes de turbidez.

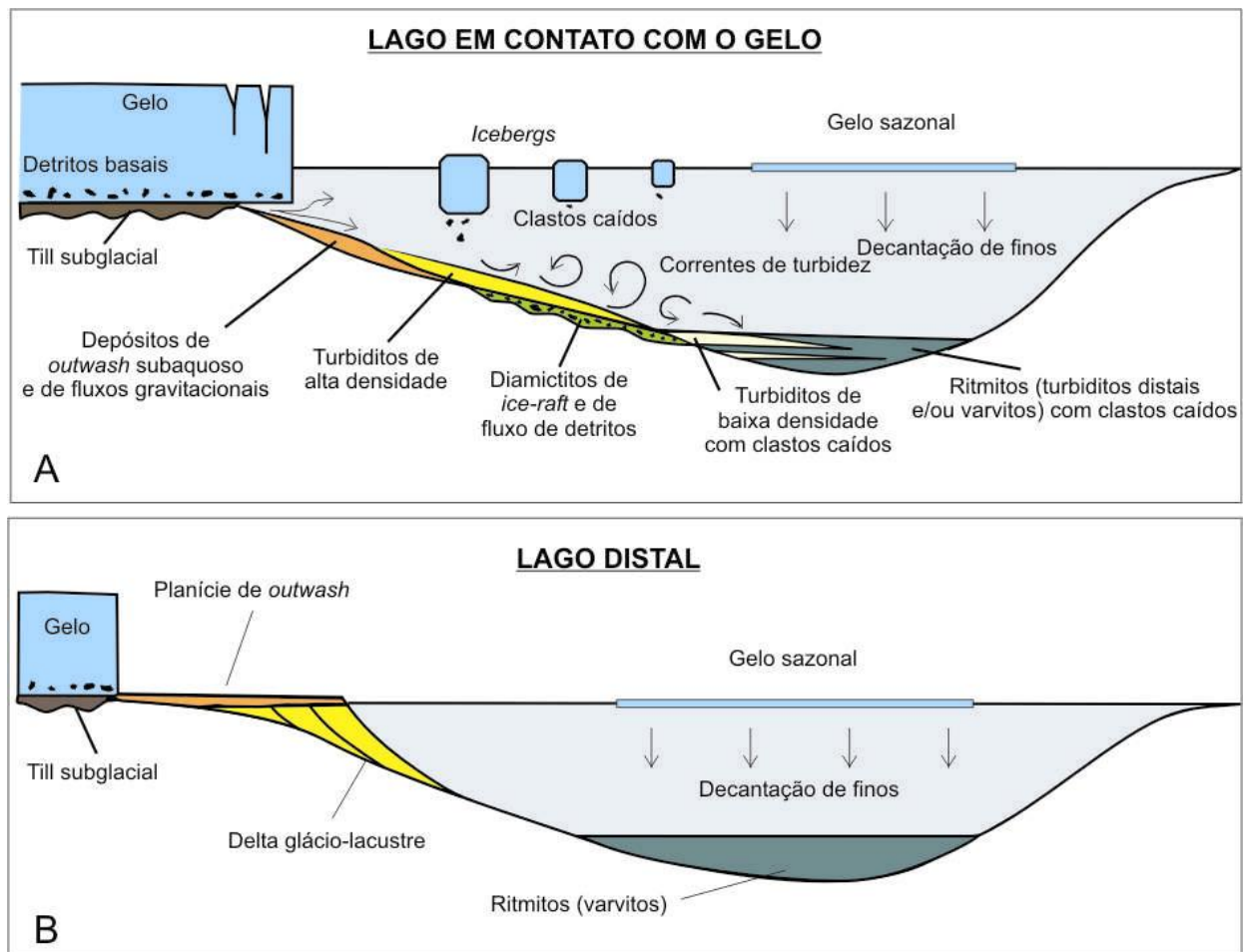


Figura 4.9 – Sedimentação em lagos glaciais: A) lagos em contato com geleira; B) lagos distais. Baseado em Eyles & Eyles (1992).

Os depósitos mais característicos dos lagos glaciais distais são os varvitos, cujo nome derivou do termo genético *varve*, que significa ciclo ou repetição (Flint, 1957; Eyles, 1993). Varvitos são depósitos clásticos finos de aspecto rítmico (ritmitos), compostos por estratos silticos e argilosos alternados. Os pares possuem espessuras de poucos milímetros a poucos centímetros. Os níveis mais grossos exibem contatos basais bruscos e apresentam-se no geral gradados, transicionando para os níveis mais finos (Flint, 1957).

A origem dos varvitos está intimamente relacionada a variações sazonais derivadas das estações do ano. Durante o verão, sistemas aluviais proglaciais abastecem o lago, trazendo sedimentos que ficam em suspensão na água. Por serem mais pesadas, as partículas de areia muito fina e silte depositam-se rápido, enquanto que a argila decanta mais lentamente. No inverno a água da superfície do lago pode congelar, criando uma camada de gelo por toda sua extensão e impedindo nova entrada de sedimentos, depositando-se então somente a fração argila. Com a volta do verão o processo de degelo ocorre e há nova entrada de sedimentos no lago. A repetição destes fenômenos todos os anos produz uma alternância regular de lâminas silticas e argilosas, que constituem os varvitos.

4.1.5. AMBIENTE GLÁCIO-MARINHO

Ambientes glácio-marinhos são os mais importantes sítios de sedimentação glacial, constituindo a maior parte do registro em sucessões estratigráficas antigas (e.g. Molnia, 1983; Eyles et al., 1985; Boulton, 1990; Anderson & Ashley, 1991; Eyles & Eyles, 1992). Nesses ambientes há interação entre processos glaciais e marinhos. A geleira atua principalmente como fonte de sedimentos e a deposição ocorre por processos atuantes no interior do corpo d'água, que variam de acordo com a distância em relação à margem da geleira.

Uma geleira pode avançar mar adentro através de vales glaciais submersos, conhecidos como fiordes, que são muito comuns nas atuais costas da Escandinávia e da Groenlândia. Línguas de gelo flutuante se formam à medida que aumenta a profundidade da lâmina d'água, sendo o local onde o gelo deixa de estar em contato com a superfície de fundo conhecido como linha ou zona de aterramento (*grounding line/zone*).

Em golfos, plataformas continentais e oceanos rasos, as geleiras podem avançar completamente aterradas sobre o fundo do mar (*grounded glacier*) por centenas de quilômetros. Quando passam a flutuar são denominadas plataformas de gelo (*ice shelf*), cujo exemplo atual mais conhecido é a Plataforma de Ross na Antártica, onde o gelo chega a alcançar 400 metros de espessura. A margem de uma plataforma de gelo avança no inverno e recua no verão, quando são freqüentes a desagregação (*calving*) e a formação de *icebergs* de grandes dimensões.

Os ambientes glácio-marinhos podem ser subdivididos basicamente em três de acordo com a posição em relação à geleira (Fig. 4.10): 1) subglacial (processos e depósitos diretamente vinculados à dinâmica da geleira); 2) proglacial proximal (processos sofrem grande influência da margem da geleira); 3) proglacial distal (dominam os processos marinhos). Sua complexidade se reflete na diversidade de tipos, na geometria e nas relações laterais dos depósitos resultantes. Alguns processos atuantes e seus produtos são pouco compreendidos devido à dificuldade de observação direta dos fenômenos.

Sedimentos da zona proglacial são provenientes de material transportado pela geleira, que é retrabalhado por correntes de água de degelo e por fluxos de gravidade subaquosos, ou ainda por plumas de suspensão (Boulton & Deynoux, 1981; Powell & Molnia, 1989). Segundo Eyles et al. (1985), as fácies resultantes surgem da combinação de três processos: tração, ressedimentação gravitacional e chuva de detritos (*rain-out*). Plataformas de gelo flutuante também depositam partículas diretamente a partir do degelo basal (*undermelt*).

A deposição por correntes subaquosas de água de degelo envolve fluxos contínuos de alta energia, que depositam a fração mais grossa sob a forma de lobos. Em termos de processos e formas de leito, as características são similares às dos leques de *outwash* que se formam no continente. Devido à alta taxa de sedimentação e à granulação grossa das partículas, os leques podem apresentar taludes deposicionais íngremes, mesmo onde a

deposição é inteiramente subaquosa (Lonne, 1995). Se por um período prolongado há estabilidade na posição da linha de aterramento (*grounding line*) e constância no aporte sedimentar, pode haver agradação dos leques até o nível do mar, dando origem a leques costeiros proglaciais, comumente chamados de *ice-contact deltas* (Powell & Molnia, 1989; Powell, 1990; Lonne, 1995).

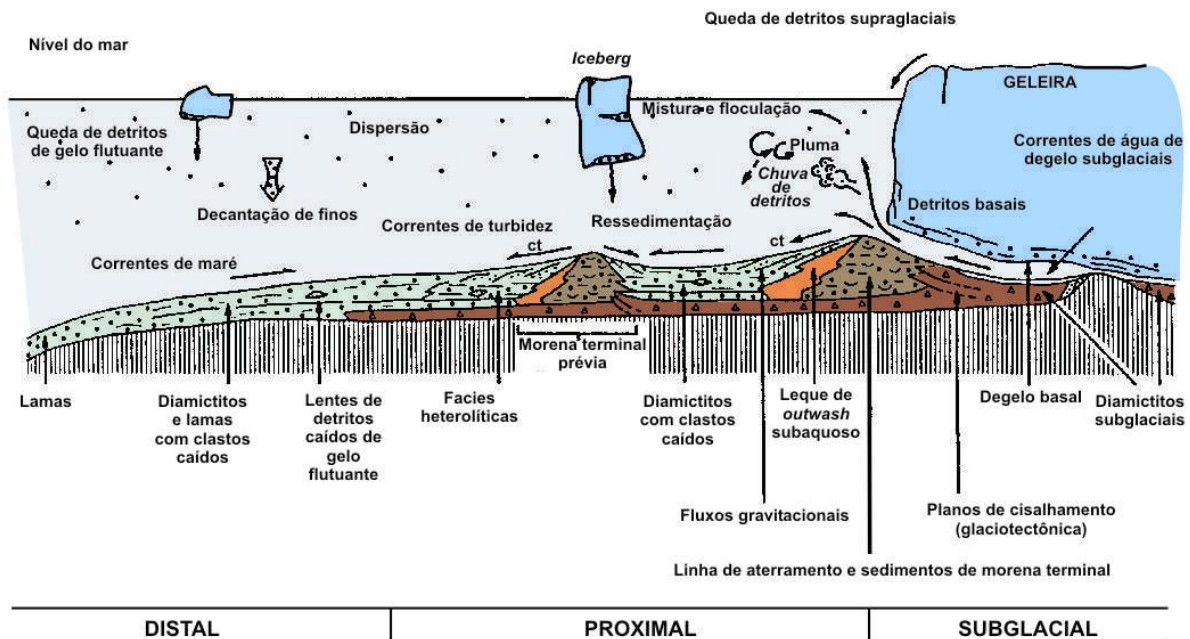


Figura 4.10 – Ambientes de sedimentação glácio-marinhos (modificado de Hart & Roberts 1994).

Chuva de detritos (*rain-out*) é um dos processos mais importantes no ambiente glácio-marinho, responsável pela formação de espessos pacotes de diamictitos (Eyles et al., 1985). Quando jatos de água de degelo carregados de sedimentos são expulsos da geleira e penetram no corpo d'água, parte da carga sedimentar, normalmente a mais fina, ascende na forma de plumas e permanece em suspensão na água. A decantação da fração fina, combinada à queda de clastos de *icebergs* ou de plataformas de gelo, gera diamictitos maciços ou pouco estratificados.

Ressedimentação é outro fenômeno bastante comum em ambientes glácio-marinhos. Depósitos gerados por remobilização dos detritos trazidos pelas geleiras, talude abaixo, são de grande importância, pois constituem grande parte das sucessões glácio-marinhas preservadas no registro estratigráfico (Visser, 1983; Eyles, 1987; Gama Jr et al., 1992). A ressedimentação ocorre numa gama contínua de processos gravitacionais, desde deslizamentos e escorregamentos até correntes de turbidez (Lowe, 1979, 1982; Pickering et al., 1989; Nemec, 1990; Mutti, 1992).

4.2. MODELOS DE FÁCIES

Como descrito nos itens anteriores, os ambientes glaciais comportam um amplo espectro deposicional, que inclui desde ambientes terrestres até os marinhos de água profunda. A dinâmica sedimentar é, portanto, caracterizada por processos sedimentares próprios a cada contexto geográfico, resultando em associações de fácies muito diversificadas e complexas.

Dentre os depósitos sedimentares produzidos, os diamictitos constituem litotipo característico, podendo ser maciços ou estratificados. Mas, como também já discutido, diamictitos não são litotipos exclusivos de ambientes glaciais e podem ser produzidos também por processos sem nenhuma relação com geleiras. Por isso, a análise de fácies deve ser feita com cuidado, procurando-se sempre analisar as fácies em conjunto (associações de fácies) e buscar a identificação de elementos diagnósticos da presença de geleiras, tais como clastos estriados, pavimentos glaciais e seixos caídos (*dropstones*).

Diamictitos maciços são fácies onde mais de 90% da massa possui aspecto maciço, podendo ocorrer em ambiente subglacial como tilitos de alojamento e de ablação. Tilitos de alojamento (*lodgment tillites*) ocorrem como corpos pouco espessos, que ficam alojados em irregularidades do substrato quando do avanço da geleira. Suas características mais típicas são a alta compactação e a existência de uma foliação indicativa da ação cisalhante do gelo (Fig. 4.11). Tilitos de ablação (*ablation* ou *melt-out tillites*) são formados com o degelo, principalmente no recuo da geleira, e por isso os planos de cisalhamento são raros ou inexistentes.

Diamictitos maciços podem também ser originados em ambientes glaciais subaquosos (Eyles et al., 1985). Em ambientes glácio-marinhos e glácio-lacustres, o processo de chuva de detritos (*rain-out*), a partir da pluma de sedimentos emanados da geleira, é responsável pela deposição de espessos pacotes de diamictitos maciços ou com sutil laminação. Por ser um processo que envolve movimento vertical dos clastos maiores e penetração destes em meio à lama do fundo, a trama dos diamictitos produzidos por chuva de detritos apresenta porcentagem mais alta de clastos com ângulo de inclinação maior que 45° em relação à horizontal do que diamictitos formados por outros processos (Domack & Lawson, 1985).

Fluxos de detritos coesivos ou fluxos de lama (Lowe, 1982), onde as partículas maiores são mantidas em suspensão pela coesão de uma matriz lamítica, também podem originar diamictitos maciços, tanto em ambiente subaéreo quanto subaquoso. Como resultado da ocorrência de diversos fluxos, são gerados espessos pacotes com incipiente estratificação dada pelas superfícies de contato dos vários corpos de diamictitos maciços.

A distinção entre diamictitos maciços glaciogênicos (tilitos) e diamictitos maciços subaquosos (glácio-marinhos/glácio-lacustres) é muito importante na análise de fácies e na interpretação de paleoambientes sedimentares, mas nem sempre é tarefa fácil. Assim como

nos tilitos, nos diamictitos subaquosos os clastos maiores (seixos a matacões) são mineralógica e texturalmente diversificados, comumente facetados, polidos e/ou estriados, pois herdam as características impostas pelo transporte glacial. Na tabela 4.1, baseada em Boulton & Deynoux (1981), são comparadas algumas características que auxiliam na distinção entre diamictitos maciços subglaciais (tilitos) e subaquosos.



Figura 4.11 – Cisalhamento e foliação: feições comuns em tilitos de alojamento. A vergência das estruturas indica o sentido de fluxo da geleira (modificado de Miller, 1996).

Tabela 4.1 – Critérios para distinção entre diamictitos subglaciais e subaquosos.

PROPRIEDADES	DIAMICTITOS SUBGLACIAIS	DIAMICTITOS SUBAQUOSOS
ESPESSURA	Corpos individuais com espessura no geral inferior a 10m	Corpos com espessura muito variável
ESTRUTURA INTERNA	Maciços, mas podem apresentar planos de cisalhamento e foliações	Maciços, mas podem apresentar sutil estratificação
CONTINUIDADE	Baixa	Variável
DEFORMAÇÕES PENECONTEMPORÂNEAS	Estruturas glacioteclônicas ou de colapso	Dobras de natureza gravitacional, associadas a deslizamentos
CONTATOS	Bruscos	Bruscos ou transicionais
FÓSSEIS	Ausentes	Macro e microfósseis
FÁCIES ASSOCIADAS	Fácies de <i>eskers</i> e de leques de <i>outwash</i>	Diversas: turbiditos, folhelhos, ritmitos com clastos caídos etc
ORIENTAÇÃO DOS CLASTOS	Eixo maior: pode orientar-se paralelamente ao fluxo glacial	Geralmente sem orientação preferencial

Diamictitos estratificados são fácies onde mais de 10% da massa exibem estratificação, definida por uma sucessão de camadas ou lâminas texturalmente distintas (Eyles et al., 1983). Sua gênese é subaquosa, mas produzida por diversos processos, tais como decantação de finos acompanhada de queda abundante de clastos de *icebergs*, correntes de fundo e ressedimentação, ou mesmo da atuação concomitante de todos eles.

Bastante freqüente em sucessões glácio-lacustres e glácio-marinhas é a existência de fácies com considerável deformação interna, produzidas por desestabilização de depósitos preexistentes e ressedimentação talude abaixo. Constituem as fácies de escorregamento, que são produzidas por movimentos de massa coerente em taludes deposicionais, muitas vezes com declividades baixas ($< 5^\circ$). Exemplos de fácies de escorregamento são os diamictitos heterogêneos, com geometria irregular e contendo corpos caóticos de arenitos deformados e rompidos.

Folhelhos, lamitos e ritmitos contendo clastos caídos são fácies diagnósticas de ambientes glaciais. Formam-se por decantação de finos em ambiente marinho ou lacustre, com a presença de *icebergs* ou plataformas de gelo flutuante ricos em clastos transportados (*ice-rafted debris*).

Ritmitos podem ser formados por correntes de turbidez de baixa densidade em ambiente glácio-marinho ou glácio-lacustre (turbiditos) ou por sedimentação sazonal em lagos glaciais (varvitos). Entretanto, embora os processos que os formem sejam diferentes, a distinção entre turbiditos distais e varvitos nem sempre é fácil. Segundo Smith & Ashley (1985), a principal diferença entre varvitos e turbiditos é a relação de espessura entre as camadas de cada par. Nos turbiditos, ambas as frações granulométricas são transportadas para o sítio deposicional ao mesmo tempo, o que significa que as espessuras das duas camadas devem variar proporcionalmente. Nos varvitos, por outro lado, a camada argilosa possui espessura constante, pois depende somente do tempo de decantação e da profundidade da bacia, enquanto que a de silte/areia varia de acordo com duração e energia dos fluxos de fundo. Embora o critério seja interessante, nem sempre é válido, pois a proporção de argilas depende da posição em relação aos lobos turbidíticos, que mudam de posição com o tempo.

No Brasil, os ritmitos de Itu no estado de São Paulo, pertencentes à parte inferior do Grupo Itararé, têm sido citados como exemplo de varvito pré-pleistocênico. Muitos autores, como por exemplo Rocha-Campos & Sundaram (1981), atribuíram o aspecto rítmico, representado por uma alternância entre camadas siltico-arenosas e argilosas, a *varves* originadas em lago glacial. Uma antiga pedreira existente naquela cidade foi, inclusive, tombada e transformada num sítio geológico denominado “Parque do Varvito”. Algumas feições são, no entanto, indicativas da ação de correntes de turbidez, como camadas gradadas e marcas de sola, sendo também abundantes estruturas de tração, como laminações cruzadas cavalgantes e ondulações de corrente (Gama Jr. et al., 1992). A existência de turbiditos

intercalados não invalida a interpretação de que parte dos ritmitos sejam varvitos, depositados num ambiente com gelo flutuante que liberava detritos, mas a ritmicidade inverno-verão, que caracteriza as *varves*, está ainda por ser comprovada.

Diversas outras fácies compõem as associações produzidas em ambientes glaciais. Para sistematizá-las, Eyles et al. (1983) propuseram código descritivo baseado em esquema original de Miall (1978) para fácies fluviais. Nas denominações por eles propostas para as fácies, a primeira letra em maiúsculo se refere à litologia, sendo seguida por outras letras em minúsculo que descrevem suas principais características. Assim, as fácies de diamictitos matriz-sustentados maciços são referidas como fácies Dmm e as de diamictitos matriz-sustentados estratificados como fácies Dms. Características adicionais importantes são indicadas por letras entre parênteses (Tab. 4.2). Desta forma, diamictitos maciços ou estratificados que apresentam feições indicativas de correntes (c), como ondulações e/ou lentes finas de material arenoso/conglomerático, são classificados respectivamente como fácies Dmm(c) e Dms(c). Diamictitos estratificados que apresentam evidências de ressedimentação (r) são, por sua vez, classificados como fácies Dms(r). Folhelhos, lamitos e ritmitos contendo clastos caídos são referidos em conjunto como fácies Fld.

CÓDIGO	CARACTERÍSTICAS
Dmm	Matriz-sustentado, maciço
Dms	Matriz- sustentado, estratificado
Dmg	Matriz- sustentado, gradado
D—(r)	Evidências de ressedimentação
D—(c)	Evidências de retrabalhamento por correntes
D—(s)	Evidências de cisalhamento

Tabela 4.2 – Código de fácies de diamictitos (modificado de Eyles et al. 1983).

O código facilita a comunicação geológica e vem sendo muito utilizado em trabalhos sobre unidades portadoras de fácies depositadas em ambientes glaciais. Mas, há questões conceituais importantes, que devem ser analisadas quando se pretender utilizar o código. Eyles et al. (1983) incluíram em sua classificação diamictitos clasto-sustentados, referidos como fácies Dc, o que é conflitante com a proposição original de Flint et al. (1960 a,b), que definiram diamictito como “rocha terrígena sem seleção granulométrica, constituída por areia e/ou partículas maiores dispersas em uma matriz de lama”. Além disso, a fácies Dc se confunde com os ortoconglomerados ou conglomerados clasto-sustentados (fácies Gm de Miall 1978), fato até admitido por Eyles et al. (1983).

Embora códigos de fácies, como o proposto por Eyles et al. (1983), sejam úteis e facilitem a comunicação geológica, alguns atributos tais como espessura e geometria dos

corpos, relações de contato, mineralogia e natureza da matriz não são considerados. Por isso, sua utilização não deve ser rígida, mas sim flexível o bastante para permitir adaptação às peculiaridades do caso estudado.

4.3. ANÁLISE DE SEQÜÊNCIAS EM SUCESSÕES GLACIAIS

A história geológica foi caracterizada por períodos de aquecimento e resfriamento globais, denominados, respectivamente, de estufa (*greenhouse*) e geladeira (*icehouse*). Nos períodos de resfriamento, geleiras avançaram diversas vezes cobrindo extensas áreas continentais, caracterizando fenômenos globais conhecidos como glaciações (Fig. 4.12).

Glaciações pretéritas são reconhecidas no registro estratigráfico de bacias sedimentares de diferentes idades e em várias regiões do planeta. O conhecimento de seqüências e tratos deposicionais formados nessas bacias é tema ainda pouco abordado, sendo relativamente pequeno o número de trabalhos em que são utilizados procedimentos da moderna Estratigrafia de Seqüências.

4.3.1. ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO E SUPRIMENTO SEDIMENTAR

Segundo a Estratigrafia de Seqüências, a arquitetura deposicional é condicionada por duas variáveis essenciais: o espaço de acomodação e o suprimento sedimentar. A aplicação dos modelos de seqüências e tratos de sistemas deposicionais desenvolvidos pela escola da Exxon (e.g. Vail et al., 1977; Posamentier et al., 1988) em bacias glaciadas apresenta dificuldades. Isso ocorre porque se tenta analisar o registro estratigráfico com conceitos concebidos partir do estudo de bacias marginais mesozóicas e cenozóicas, onde as variações eustáticas e a tectônica da bacia constituem os elementos condicionantes do espaço de acomodação.

As variações eustáticas do nível dos oceanos e as condições climáticas globais possuem relação direta. Durante glaciações, parte da água disponível na superfície da Terra fica retida nos continentes sob a forma de gelo ou neve, causando queda global do nível do mar. Quando a temperatura no planeta se eleva, as geleiras derretem e recuam, promovendo aumento no volume de água e subida do nível dos oceanos. Essa dinâmica é conhecida como glácio-eustasia.

As elevações e quedas do nível dos mares por glácio-eustasia são síncronas em todas as regiões do mundo. Isso significa que em margens continentais distantes de áreas glaciadas, épocas de expansão ficam registradas como eventos regressivos devido à queda eustática. Da mesma forma, as épocas de recuo das geleiras coincidem com eventos de transgressão marinha. Pode-se citar como exemplo dessa relação o intervalo carbonífero na Inglaterra, onde ciclos transgressivos e regressivos de alta frequência são relacionados aos ciclos glácio-eustáticos ocorridos durante a glaciação gonduânica (e.g. Church et al., 1997).

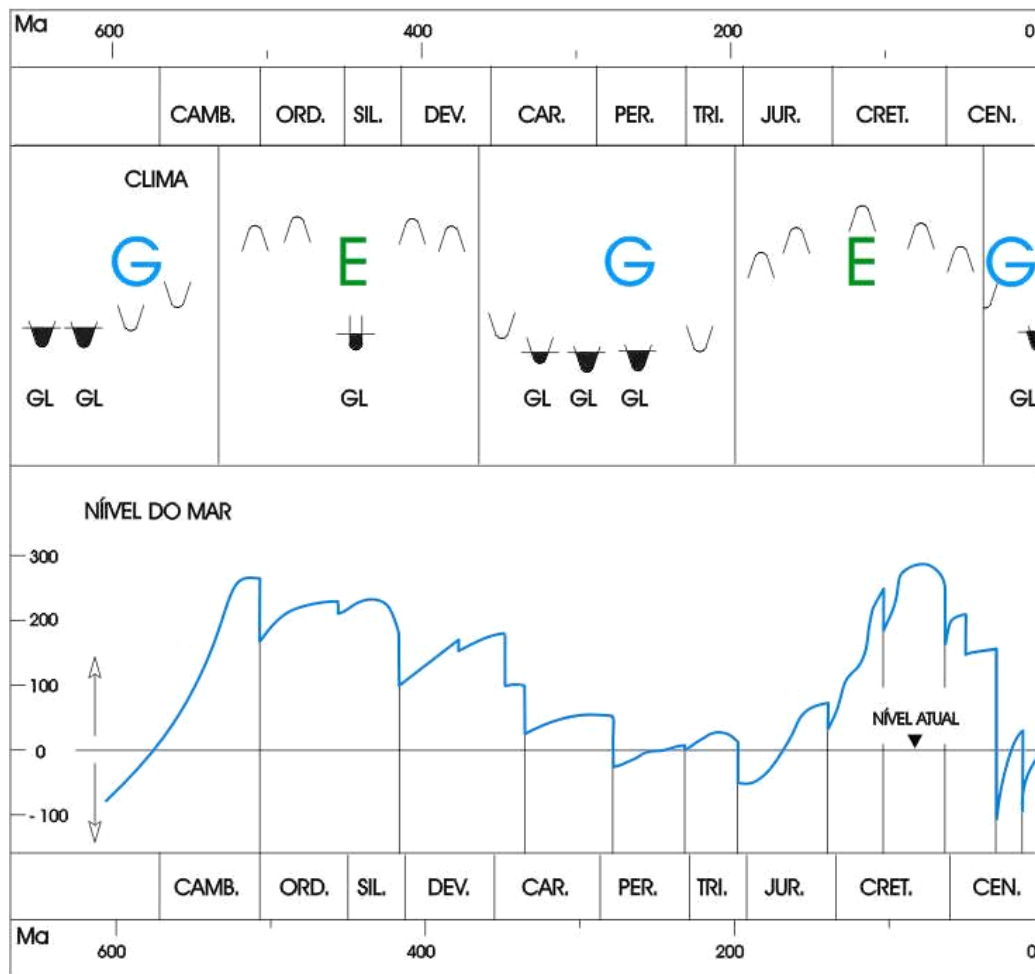


Figura 4.12 – Correlação entre a curva de variação do nível do mar (Vail et al., 1977) e os períodos de estufa e geladeira (Fisher, 1984), com indicação das principais glaciações nos últimos 700 milhões de anos (E = estufa ; G = geladeira; GL = glaciação).

Nas bacias glaciadas, entretanto, as variações do nível do mar podem não ter relação com as variações eustáticas. Isso ocorre devido à influência de fenômenos glácio-isostáticos causados pela carga exercida por uma geleira sobre a crosta. Quando uma massa de gelo avança, o peso exercido pelo gelo é transferido através da litosfera em função da sua rigidez flexural. Isso causa o desenvolvimento de uma depressão periférica que pode se estender por centenas de quilômetros além da margem da geleira, constituindo sítio potencial para deposição de sedimentos glácio-marinhos (Fig. 4.13). Essa depressão é limitada nas suas porções mais externas por uma protuberância periférica (*peripheral bulge*), desenvolvida em função do deslocamento lateral do manto sob a crosta deprimida.

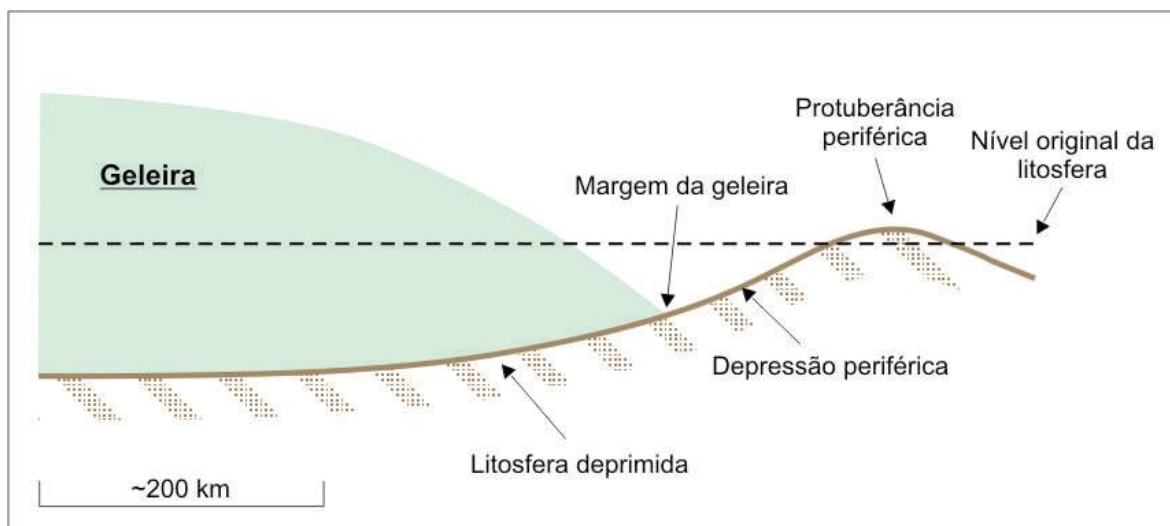


Figura 4.13 – Modelo esquemático ilustrando o processo de subsidência glácio-isostática e o desenvolvimento de uma depressão periférica (baseado em Flint, 1971).

Quando as massas de gelo recuam causando alívio da carga sobre a crosta, há soerguimento por reajuste isostático (*rebound*). A taxa desse soerguimento varia significativamente de uma região para a outra em função de variações na espessura do gelo, densidade da crosta e da interferência de processos subcrustais. Na Escandinávia, por exemplo, Nikonov (1979 apud Kukal, 1990) determinou taxas de soerguimento entre 0.1 e 3.9 mm por ano. Isso significaria uma ascensão do substrato na ordem de 20 m a cada 10.000 anos em média. Na costa leste da Baía de Hudson, no Canadá, é verificada a maior taxa de *rebound* do mundo, com soerguimento de 300 m nos últimos 8.000 anos. Essa área é considerada o centro de irradiação das geleiras durante a Glaciação Wisconsiniana (Pleistoceno Superior), coincidindo com a zona de máxima espessura do gelo e máxima depressão isostática. Tamanha movimentação positiva da superfície é refletida em modificações fisiográficas e ecológicas marcantes, tais como a migração lateral de formações vegetais costeiras (Bégin et al., 1993).

A expressão morfológica mais notável relacionada à queda relativa do nível do mar por soerguimento glácio-isostático são antigas linhas de costa soerguidas centenas de metros em relação à costa atual (*raised beaches*). Essas praias soerguidas são comuns, por exemplo, no Ártico Canadense (England, 1992), onde comumente ocorrem associadas a vales incisos. As sucessões sedimentares regressivas expostas nessas áreas costeiras são comumente denominadas de seqüências emergentes (e.g. McCabe et al., 1994). Constituem ciclos progradantes com depósitos glácio-marinhos na base passando para fácies costeiras e continentais no topo.

Depósitos glaciais holocênicos acumulados lago Melville, Canadá, registram sedimentação durante fase de recuo do manto de gelo da Laurêntida, que cobriu grande parte

da América do Norte durante a última grande glaciação. Analisando a estratigrafia desses depósitos, Syvitski & Lee (1997) constataram que a evolução sedimentar é essencialmente de caráter regressivo e que ocorreu durante o soerguimento glácio-isostático da Península do Labrador devido a deglaciação. A queda relativa do nível do mar nesse período foi da ordem de 120 a 150 m.

Nas seqüências depositadas durante emergência isostática, a sedimentação ocorre associada à queda relativa do nível do mar e por isso há progradação com regressão forçada. A arquitetura estratigráfica resultante foi analisada por Fraser et al. (2005), estudando a progradação quaternária na costa leste da Baía de Hudson. A partir de seções GPR e sondagens, os autores verificaram a presença de duas unidades progradantes limitadas por uma superfície de erosão por ondas, representando eventos de regressão forçada. O conjunto foi interpretado como um trato de sistemas de queda relativa do nível do mar, conforme os modelos de Hunt & Tucker (1992) e Plint & Nummedal (2000).

Entretanto, uma massa de gelo não avança de maneira uniforme pois sua velocidade de fluxo varia de acordo com o regime térmico, balanço de massa e o relevo da bacia. Dessa forma, o efeito da glácio-isostasia deverá atuar de forma diferencial complicando a dinâmica de subida e descida do nível relativo do mar. Como consequência, enquanto em determinados locais ocorre sedimentação, em outros pode predominar a erosão, fazendo com que haja complexidade e grandes mudanças laterais de fácies, o que se reflete na carência de horizontes de correlação.

Na tentativa de avaliar as influências das variáveis glácio-eustasia e glácio-isostasia na arquitetura estratigráfica, Boulton (1990) propôs um modelo evolutivo para sucessões glácio-marinhas produzidas durante um ciclo glacial completo (Fig. 4.14). De acordo com o modelo, no estágio glacial inicial, quando ainda não há influência efetiva da glácio-isostasia, irá ocorrer regressão marinha. Durante seu avanço, a geleira causa deformações nos sedimentos pré-glaciais ou interglaciais e deposita delgado horizonte de tilitos de alojamento. No estágio glacial máximo, quando a geleira tem seu avanço máximo e o mar atinge seu nível global mínimo, o nível relativo do mar nas margens glaciadas, ao contrário, atinge valor máximo devido à depressão crustal por sobrecarga da geleira. Com recuo do gelo na fase glacial final (deglaciação), a geleira libera grande quantidade de sedimentos, que se depositam sobre os tilitos numa gama variada de processos (chuva de detritos, fluxo de detritos, correntes de turbidez, escorregamentos e decantação de finos). Ao mesmo tempo, há alívio do peso da geleira, progressivamente das porções distais para as proximais, ensejando soerguimento por reajuste isostático e retrabalhamento por processos marinhos, originando superfícies de erosão marinha e depósitos residuais. No final da deglaciação, rápida incursão marinha faz com que as fácies glaciais sejam cobertas por fácies marinhas transgressivas, preservando os depósitos subjacentes. No estágio pós-glacial (ou interglacial), ocorre regressão por reajuste isostático

com erosão e ressedimentação dos depósitos glácio-marinhos bacia adentro. Dependendo do soerguimento, há também a possibilidade de exposição subaérea dos depósitos glácio-marinhos plataformais.

Além de interferir no espaço de acomodação, avanços e recuos de geleiras também exercem influência nos padrões de suprimento sedimentar, outra variável essencial da Estratigrafia de Seqüências (Vail et al., 1977; Posamentier et al., 1988). Como a margem da geleira atua como “área-fonte” de sedimentos, oscilações na sua posição refletem em variações granulométricas verticais e laterais nos depósitos formados à sua frente (e.g. Rust & Romanelli, 1975; Edwards, 1975; Miller, 1989). O resultado são variações nas sucessões verticais de fácies e na distribuição dos tratos de sistemas deposicionais.

O papel do avanço e recuo de geleiras no interior de corpos d’água foi analisado em detalhe por Martini & Brookfield (1995) e Brookfield & Martini (1999), que apresentaram um modelo de seqüências para bacias glaciadas utilizando como exemplo depósitos glácio-lacustres pleistocênicos do Canadá.

No modelo proposto, os autores utilizam o termo “ponto de injeção de sedimentos” (*sediment injection point*) para se referir à fonte de aporte terrígeno. Em bacias não-glaciais ou quando a margem glacial está no continente, o ponto de injeção situa-se na linha de costa e varia de acordo com o nível da água, de forma que a sistemática da Exxon pode ser facilmente aplicada para as bacias adjacentes. Por exemplo: num trato de mar baixo há queda do nível da água e o ponto de injeção encontra-se próximo à quebra da plataforma.

Mas em bacias com geleiras aterradas no corpo d’água, o ponto de injeção situa-se junto à linha de aterramento (*grounding line*) e varia independentemente do nível de base. Nesse caso, a entrada de sedimentos na bacia ocorre abaixo do nível da água, a partir de material expelido pelo degelo. Na situação de máximo glacial, o ponto de injeção alcança porções profundas da bacia e o nível local da água atinge sua máxima elevação devido à depressão isostática. Os sistemas areno-conglomeráticos proximais que serão depositados junto à margem da geleira serão equivalentes ao trato de mar baixo do modelo da Exxon, porém sem relação direta com o nível da água.

Segundo o modelo de Brookfield & Martini (1999), o avanço da geleira na bacia causa erosão e o desenvolvimento de um limite de seqüência. No estágio glacial máximo (máximo avanço da geleira) há deposição de tilitos e sedimentos associados que constituem o trato de sistemas de mar (lago) baixo. No estágio seguinte, já durante a deglaciação, são depositadas sucessões com granodecrescência ascendente na medida em que a geleira recua para as margens da bacia. Tais sucessões são, por analogia, equivalentes a tratos de sistemas transgressivos, pois fácies proximais são progressivamente encobertas por fácies distais. Quando a geleira deixa o mar (lago) e se desenvolve uma planície costeira, passa a ocorrer progradação de leques ou deltas proglaciais e retrabalhamento por ondas na plataforma em

emergência, caracterizando o trato de sistemas de mar (lago) alto. O re-avanço do gelo dentro da bacia pode gerar uma sucessão com granocrescência ascendente (avanço do ponto de injeção), que posteriormente será deformada e erodida no topo com a continuidade do avanço glacial.

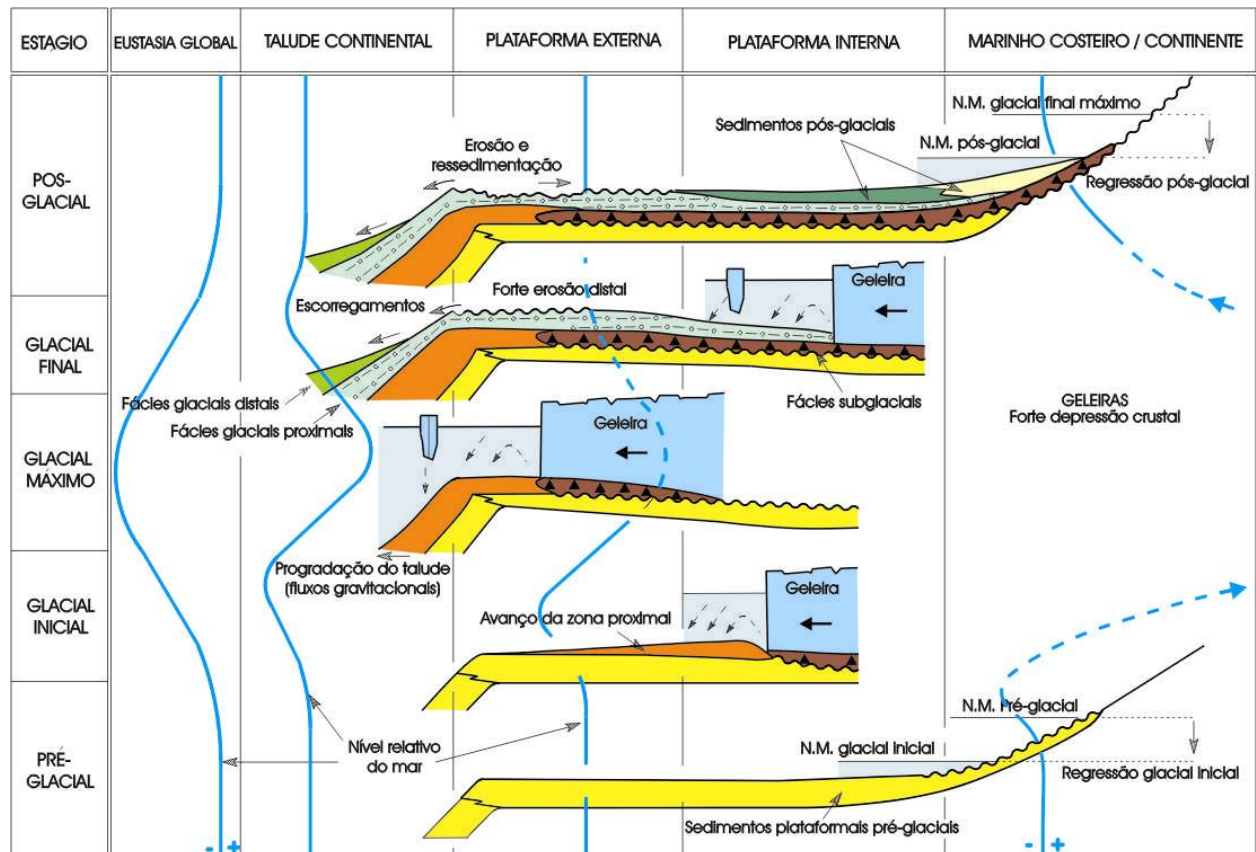


Figura 4.14 – Modelo evolutivo da arquitetura de fácies glácio-marinhas produzidas em um ciclo glacial completo (modificado de Boulton, 1990 apud Assine, 1996).

Nas bacias lacustres pleistocênicas houve sedimentação concomitante tanto em margens glaciadas quanto em margens não-glaciadas. O máximo glacial na margem glaciada é registrado pelo limite de seqüência e pelo trato de nível baixo. Já na margem não-glaciada, o máximo da glaciação fica marcado como uma superfície de inundação máxima, pois há depressão isostática e subida do nível do lago como resposta ao bloqueio dos escoadouros de água pelo próprio gelo (Brookfield & Martini, 1999). Com o recuo das geleiras e queda relativa do nível da água, haverá progradação deltaica na margem não-glaciada e deposição de uma sucessão “transgressiva” na margem glaciada. Assim, os tratos e superfícies-chave usuais da Estratigrafia de Seqüências não serão isócronos em ambas as margens da bacia.

Uma questão importante se refere ao potencial de preservação das seqüências glaciais. Fácies depositadas no continente (glácio-terrestres) apresentam potencial mais baixo de preservação porque as porções marginais no continente são mais expostas à erosão em decorrência do soerguimento glácio-isostático, podendo ocorrer o desenvolvimento de vales

fluviais incisos. Para as fácies glácio-marinhas o potencial de preservação dos depósitos é maior, não só pela alta taxa de sedimentação e maior espaço de acomodação, como também pelo recobrimento por fácies marinhas pós-glaciais.

4.3.2. EXEMPLOS EM BACIAS GLACIADAS PALEOZÓICAS

Bacias paleozóicas do paleocontinente Gondwana contêm registros de pelo menos duas glaciações, ocorridas no limite Ordoviciano-Siluriano e no Carbonífero Superior-Permiano Inferior. A presença marcante de diamictitos e de feições morfológicas relacionadas a paleorelievos glaciais demonstra que massas de gelo desempenharam papel importante na dinâmica deposicional. As unidades estratigráficas glaciais foram muito estudadas sob o ponto de vista de fácies e processos sedimentares, mas a aplicação dos modelos de seqüências para bacias glaciadas e a análise dos ciclos de avanço e recuo de geleiras no registro estratigráfico tiveram seu início apenas nas últimas décadas.

Para o intervalo Ordoviciano-Siluriano da Bacia do Paraná, Assine et al. (1998) utilizou o modelo de Boulton (1990) como proposta de evolução da seqüência glacial da Formação Iapó (Grupo Rio Ivaí), cuja sucessão estratigráfica indica um evento único de deglaciação. Diamictitos maciços subglaciais (tilitos) ocorrem na base, associados a fácies areno-conglomeráticas de degelo (estágio glacial máximo). Na vertical, são sucedidos por diamictitos estratificados, fácies de pelitos com seixos caídos e arenitos com ondulações de corrente, depositados em ambiente marinho durante o recuo da geleira (estágio glacial final). Com o recuo das geleiras e afogamento da bacia, houve deposição das fácies plataformais da Formação Vila Maria (estágio pós-glacial).

Ciclos regressivos presentes no Grupo Itararé (Permocarbonífero da Bacia do Paraná) foram tentativamente relacionados com processo de soerguimento glácio-isostático. No modelo de Canuto et al. (2001), o Grupo Itararé foi subdividido em várias seqüências deposicionais e diferentes tratos de sistemas foram reconhecidos. Sucessões progracionais presentes no topo das seqüências foram interpretadas como seqüências emergentes segundo a concepção de McCabe et al. (1994) e denominadas de “tratos regressivos glácio-isostáticos”. Esses tratos são truncados no topo por superfícies erosivas que segundo Canuto et al. (2001) correspondem a limites de seqüência produzidos por erosão glacial direta devido ao início de um novo ciclo de avanço do gelo.

No modelo de Canuto et al. (2001), o Grupo Itararé foi subdividido em várias seqüências deposicionais e diferentes tratos de sistemas foram reconhecidos. Sucessões progracionais presentes no topo das seqüências foram interpretadas como seqüências emergentes segundo a concepção de McCabe et al. (1994) e denominadas de “tratos regressivos glácio-isostáticos”.

Analisando a seção permocarbonífera exposta nas Montanhas Transantárticas, Miller (1989) relacionou múltiplos ciclos de variação no arranjo vertical de fácies com a dinâmica de

avanços e recuos de geleiras (*glacial advance and retreat sequences*). Dessa forma, uma seqüência de recuo glacial no continente seria definida, da base para o topo, pela seguinte sucessão: 1. diamictitos maciços ou com feições internas de cisalhamento (tilitos de alojamento), 2. diamictitos com inclusões de arenitos e conglomerados (tilitos de ablação) e 3. diamictitos maciços intercalados com arenitos com estratificação cruzada ou maciços (tilitos ressedimentados associados com depósitos proglaciais). O avanço de geleiras em contexto subaquoso resultaria em diamictitos sobrepostos em contato transicional a folhelhos com clastos caídos (Miller 1989).

Em abordagem semelhante, Visser (1997) utilizou o termo “seqüências de deglaciação” como terminologia alternativa para análise do preenchimento cíclico em bacias glaciadas. Ao analisar fácies glaciais do Neopaleozóico da África do Sul, o referido autor reconheceu várias seqüências de fácies de deglaciação no Grupo Dwyka, compostas, da base para o topo, por diamictitos maciços, diamictitos estratificados com corpos de arenitos e folhelhos. Na interpretação de Visser (1997), trata-se de seqüências com descontinuidades erosivas na base, formadas durante eventos de recuo de geleiras com duração de aproximadamente 9 a 11 Ma, resultado de flutuações eustáticas globais do nível do mar. Os diamictitos basais representam condições estáveis da linha de aterramento, estabilidade esta que diminui progressivamente nos depósitos estratificados, onde se nota a ação de correntes de água de degelo e deposição na presença de *icebergs*.

Outros exemplos de aplicações da Estratigrafia de Seqüências em unidades glaciais gonduânicas são os trabalhos de O'Brien et al. (1998) para o Paleozóico Superior australiano (Bacia de Caning), Ghienne (2003) para os depósitos neo-ordovicianos da Bacia Taoudeni (oeste do continente africano), dentre outros.

5. FÁCIES, ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

O Grupo Itararé é constituído por um grande número de fácies, reflexo de fortes variações nos mecanismos de transporte e deposição. Na porção centro-leste da bacia, as fácies e associações de fácies observadas em campo são semelhantes àquelas verificadas em testemunhos de poços, mostrando que os mesmos processos estão registrados em superfície e subsuperfície. Isso significa que, em termos gerais, as condições deposicionais que prevaleceram na bacia durante o tempo Itararé foram de grande expressão geográfica.

Em ordem decrescente de frequência, foram identificados os seguintes litotipos: 1) arenitos, 2) diamictitos, 3) folhelhos/lamitos, 4) ritmitos/fácies heterolíticas e 5) conglomerados. De forma subordinada, aparecem horizontes de carvão e delgados níveis carbonáticos, que não serão analisados em detalhe devido à sua ocorrência muito restrita. Nos afloramentos e testemunhos analisados foram individualizadas 32 fácies principais, classificadas conforme o código descritivo apresentado na figura 5.1. Praticamente todas as fácies são recorrentes na vertical, não havendo litotipos característicos de um determinado nível estratigráfico. Essa recorrência determina um padrão cíclico com implicações importantes para a interpretação do empilhamento estratigráfico, aspecto que será discutido em detalhe no capítulo 7.

5.1. ARENITOS

Arenitos constituem o litotipo mais abundante na área estudada, ocorrendo sob a forma de pequenos corpos intercalados em fácies lamíticas ou como pacotes de mais de cem metros de espessura. Em alguns perfis de poços, como no 1-J-1-PR, os arenitos perfazem 90% do empilhamento estratigráfico do Grupo Itararé. Em campo, os afloramentos das sucessões arenosas mais espessas apresentam relevo escarpado (Fig. 5.2), passíveis de mapeamento com fotografias aéreas. Alguns desses intervalos arenosos apresentam denominações informais, tais como os arenitos Lapa, Vila Velha e Pedra Alta na porção sul da área e Barreiro e Tomasina na porção norte. A existência de diferentes escarpas ao longo das seções analisadas sugere a ocorrência de sucessões arenosas em múltiplos níveis estratigráficos. Dez diferentes fácies arenosas foram individualizadas, conforme descrito a seguir.

5.1.1. ARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR OU ACANALADA (Sp e St)

Arenitos finos a grossos, por vezes conglomeráticos, com seleção pobre a moderada e apresentando estratificação cruzada planar (Sp) ou acanalada (St) de médio a grande porte (*sets* individuais com 10 cm a 2 m de espessura) (Fig. 5.3-A e B). Os arenitos dispõem-se em *sets* e *cosets* com geometria tabular, em cunha ou canalizada (base côncava e topo plano). O contato entre os *sets* é abrupto e comumente envolve truncamento erosivo, com concentração de clastos na base, inclusive intraclastos de argila (*rip-up clasts*).

FÁCIES	CARACTERÍSTICAS	SÍMBOLO
Conglomerados (G)		
Gm	Maciço	
Gm-i	Maciço, intraclástico	
Gc	Desorganizado ou caótico	
Gg	Gradação normal	
Gi	Gradação inversa	
Gh	Estratificação plano-paralela (horizontal)	
Gp	Estratificação cruzada planar	
Gt	Estratificação cruzada acanalada	
Arenitos (S)		
Sm	Maciço	
Sg	Gradação normal	
Si	Gradação inversa	
Sh	Estratificação plano-paralela (horizontal)	
Sp	Estratificação cruzada planar	
St	Estratificação cruzada acanalada	
Sl	Estratificação cruzada de baixo ângulo	
Ss	Estratificação cruzada sigmóide	
Shc	Estratificação cruzada hummocky	
Sr	Laminação cavalgante ou ondulações de corrente (pequeno porte)	
	Laminação cavalgante ou ondulações de corrente (grande porte)	
Diamictitos (D)		
Dm	Maciço	
Dm-s	Maciço; planos de cisalhamento	
Dg	Gradação normal	
Di	Gradação inversa	
Ds	Estratificado	
Ds-r	Estratificado; feições de ressedimentação	
Ds-c	Estratificado; retrabalhamento por corrente	
Finos (F), Ritmitos (Rg), Fácies heterolíticas (H)		
Fm	Maciço	
Fl	Laminado	
Fl-d	Laminado; clastos caídos	
Rg	Ritmito areia/lama; pares com gradação normal	
Rg-d	Ritmito areia/lama; pares com gradação normal; clastos caídos	
Hw	Fácies heterolítica; laminação ondulada ou lenticular	
Hw-d	Fácies heterolítica; laminação ondulada ou lenticular; clastos caídos	

Figura 5.1 – Descrição sintética das fácies identificadas e símbolos utilizados nos perfis verticais. Código de fácies modificado e ampliado a partir de Eyles et al. (1983).



Figura 5.2 – Escarpas sustentadas por arenitos do Grupo Itararé. A) Ponto 70 - Arenito Lapa na Serra do Monge (vista para sudeste). B) Ponto 59 - Arenito Vila Velha na BR-376 entre Palmeira e Ponta Grossa (vista para sul). C) Ponto 82 - Arenito Barreiro na Serra dos Borges, município de Tibagi (vista para sudoeste).

Os arenitos Sp e St ocorrem quase que exclusivamente em sucessões arenosas de grande espessura, nas quais compõem ciclos repetitivos de granodecrescência ascendente com conglomerados na base e arenitos finos com laminação cruzada cavalgante ou plano-paralela no topo. Nessas sucessões, corpos com estratificação cruzada podem ocorrer associados com outras fácies arenosas, tais como arenitos laminados (Sh) e maciços (Sm) (Fig. 5.3-C e D).

Paleocorrentes medidas nos estratos cruzados das fácies Sp e St em vários pontos revelam padrão essencialmente unimodal (Fig. 5.4), mostrando ação efetiva de fluxos unidirecionais. Bimodalidade foi verificada apenas localmente, sobretudo quando da presença de formas de leito de duas ou mais hierarquias, o que sugere inversão na corrente por influência de marés. O sentido predominante dos fluxos é para noroeste, localmente com desvios para oeste, norte e nordeste.

Arenitos das fácies Sp e St são produto da migração de formas de leito subaquosas (dunas) por correntes de fundo (tração), em regime de fluxo inferior. Os *sets* constituem eventos de construção de barras arenosas em canais ou em fluxos espalhados (*sheet-flows*). No que depreende dos modelos de fácies da literatura (e.g. Walker & James, 1992), esse mecanismo é o responsável pela formação de estratos cruzados em ambientes fluviais, fluvio-deltaicos, costeiros e marinhos rasos, nos quais predominam os fluxos hidrodinâmicos de longa duração ou quase-constantas.

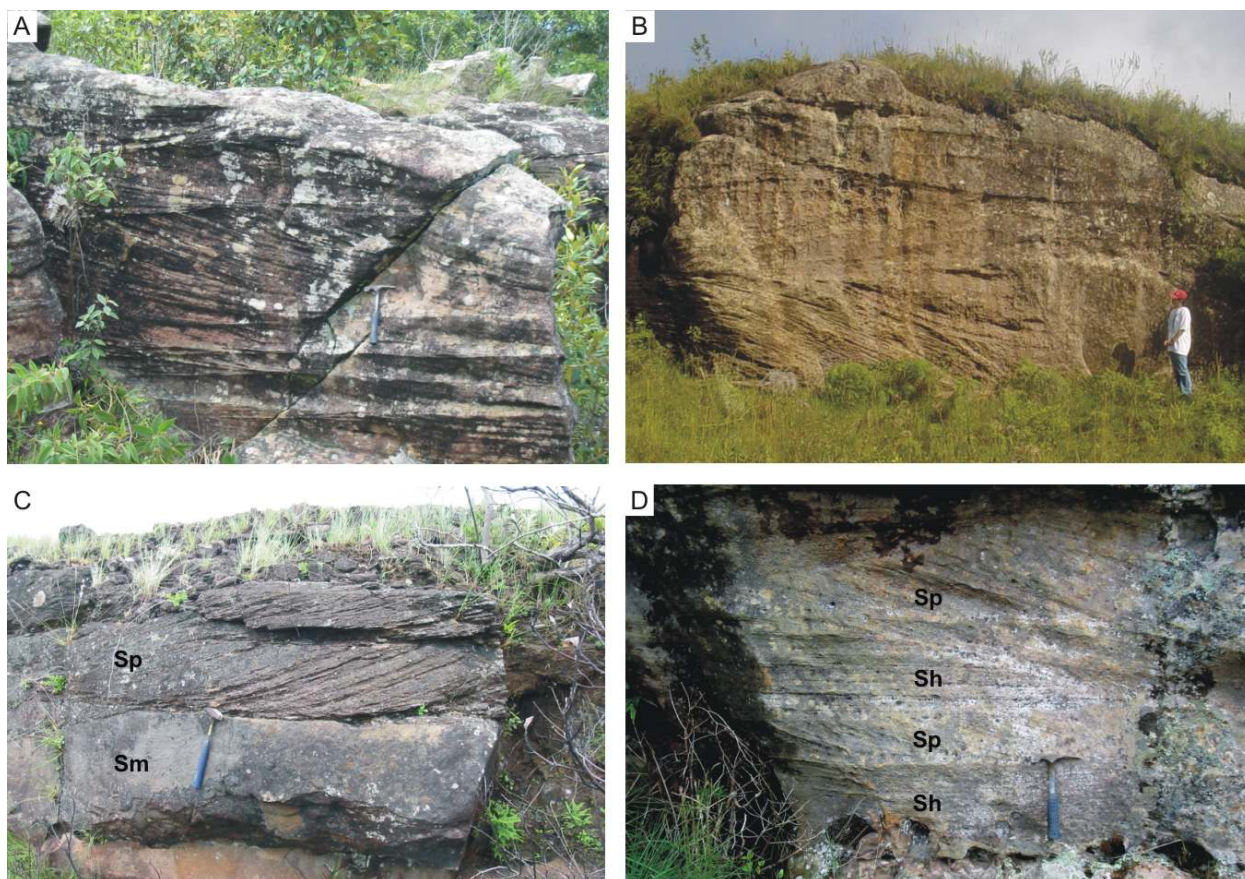


Figura 5.3 – Fácies Sp e St. A) *Sets* tabulares ou em cunha de estratificação cruzada predominantemente planar e tangencial na base (ponto 74). B) Estratificação cruzada acanalada de grande porte (ponto 19). C) Fácies Sp associada a arenito maciço (Sm) no ponto 62. D) Intercalação entre a fácies Sp e arenitos laminados (Sh), com contatos abruptos entre si (ponto 62).

Em sistemas turbidíticos caracterizados por fluxos rápidos de densidade (*surge-like density flows*), a estratificação cruzada pode ser produto de correntes tracionais que se desenvolvem na dissipação e/ou diluição dos fluxos de alta concentração (Pickering et al., 1989) ou se formar na transição entre correntes turbidíticas de alta e baixa densidades (salto hidráulico), compondo a fácies F6 de Mutti (1992). O último processo foi aventado por alguns autores para explicar a presença de estratificação cruzada associada a depósitos essencialmente “gravitacionais” no Grupo Itararé (e.g. França et al., 1996). No entanto, a fácies

F6 ocorre comumente na forma de corpos isolados, tabulares e intercalados com arenitos maciços, gradados ou com laminação plano-paralela formados em diferentes estágios de transformação de fluxos turbidíticos gradiente abaixo. O predomínio das fácies com estratificação cruzada em relação a outras fácies do Grupo Itararé, nas sucessões em que as mesmas ocorrem, sugere o papel mais importante de correntes de fundo. A condição paleoambiental na qual esses processos proporcionaram a deposição das fácies Sp e St será discutida no item 5.6.2.

Em alguns dos afloramentos descritos, as superfícies que limitam os sets de estratificação cruzada inclinam-se suavemente no sentido oposto ao da corrente, sugerindo que o fluxo tracional não teve poder suficiente para erodir e aplainar o topo das formas de leito pretéritas (superfícies de reativação), preservando parcialmente o *stoss side*. Feições de fluidificação nos estratos cruzados e clastos acima da média, dispersos aleatoriamente, também foram verificados. Essas evidências indicam que a contribuição de transporte por suspensão foi importante, provavelmente devido à ação de fluxos de alta energia, capazes de transportar até calhaus em suspensão. Fluxos dessa natureza, se presentes, teriam sua origem muito provavelmente associada à drenagem catastrófica de águas de degelo em contexto subaéreo e/ou subaquoso.

5.1.2. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA (Sh)

Fácies de ocorrência ampla na área estudada, aparecendo em vários níveis estratigráficos e associada a diversas fácies, o que sugere participação em diferentes contextos deposicionais. Compreende arenitos finos a grossos, com diversos graus de seleção e exibindo estratificação plano-paralela bem desenvolvida (Fig. 5.5-A).

A espessura da fácies Sh é muito variável, compondo desde camadas com alguns centímetros até sucessões com dezenas de metros, na maioria das vezes homogêneas e sem nenhuma variação granulométrica vertical. A geometria predominante é a tabular, com corpos de grande continuidade lateral, e subordinadamente lenticular ou de base côncava e topo plano. Muitas vezes ocorrem sobre arenitos maciços (Fig. 5.5-C), definindo ciclos com granodecrescência ascendente em cujo topo podem ocorrer ondulações de corrente.

Arenitos com laminação plano-paralela podem constituir o produto de correntes tracionais em regime de fluxo superior, onde não há o desenvolvimento de formas de leito (Allen, 1984). A lineação de corrente, comum nesse tipo de fluxo, foi verificada em alguns dos afloramentos descritos, como nos pontos 59 e 122 (Fig. 5.5-B). Níveis de granulação mais grossa, comumente com gradação inversa, como ilustrado na figura 5.5-D, assemelham-se aos carpetes de tração descritos em depósitos de correntes de turbidez de alta densidade (fácies S2 de Lowe 1982; Fig. 5.6). A origem dessa laminação, mais sutil, deve-se ao sucessivo “congelamento” friccional de horizontes na base dos fluxos turbidíticos (Lowe, 1982).

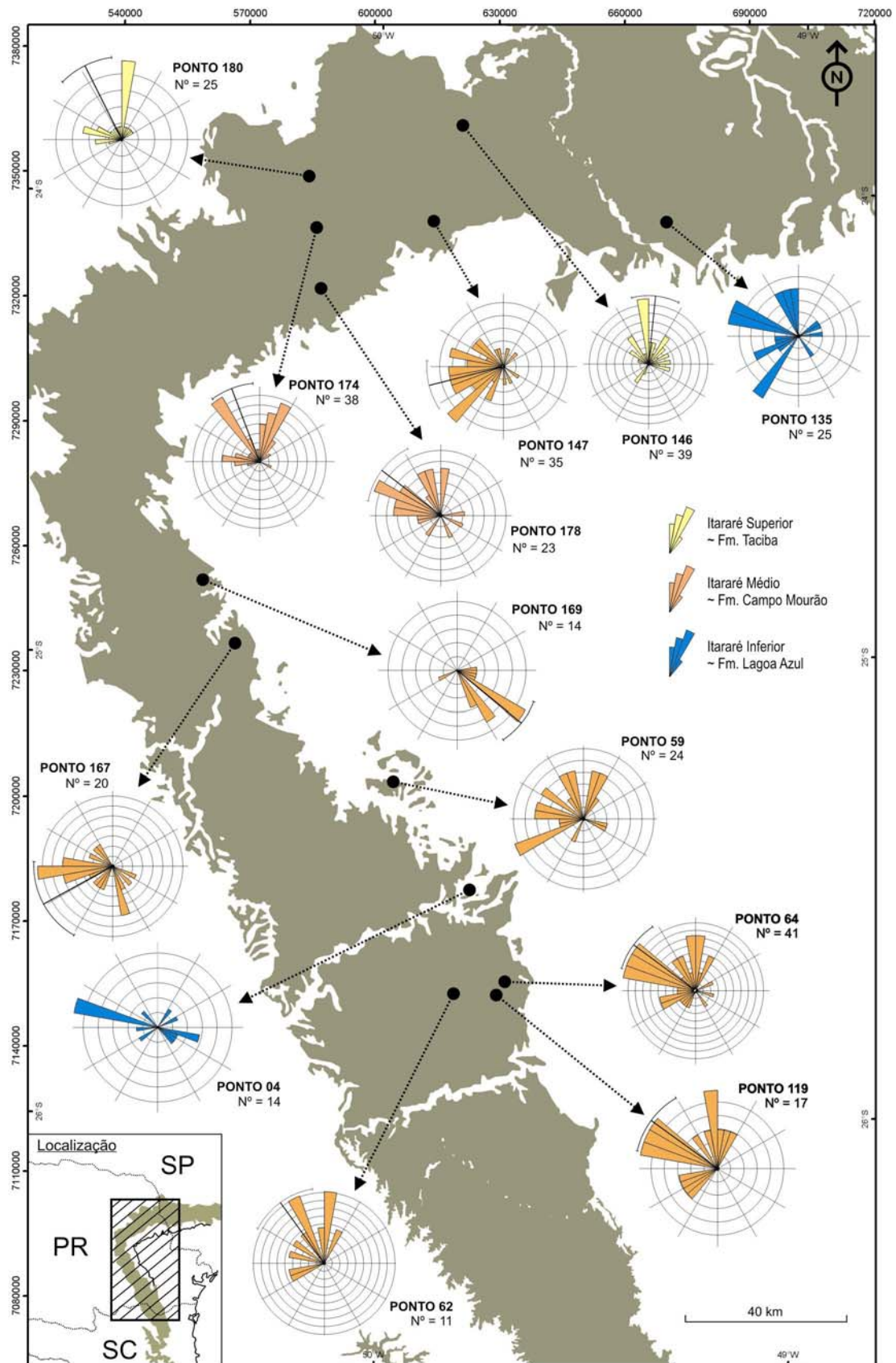


Figura 5.4 – Dados de paleocorrentes obtidos para três níveis estratigráficos distintos no Grupo Itararé. Medidas efetuadas em fácies Sp, St e Sr. N° = número de medidas para cada estação.

A existência de sucessões muito espessas e homogêneas da fácies Sh (2 a 10 m) é uma feição de origem pouco compreendida. Sugere-se, como hipótese alternativa, deposição por tração devido a fluxos subaquosos de longa duração, possivelmente associados a inundações fluviais. Nesse caso, admite-se sedimentação associada a lobos deposicionais desconfiados, formados na zona de espraio de canais, tendo em vista a grande continuidade lateral e o caráter tabular dos corpos.



Figura 5.5 – Fácies Sh. A) Exemplo de laminação plano-paralela bem desenvolvida (ponto 62). B) Lineação de corrente na superfície limítrofe da fácies Sh (ponto 122). C) Fácies Sh em contato transicional sobre arenitos maciços definindo ciclos com granodecrescência ascendente (ponto 84). D) Laminação sutil definida por horizontes com gradação inversa (carpetes de tração) no ponto 59 (setas indicam topo dos ciclos).

Todos os mecanismos citados acima aparentemente atuaram na geração de arenitos com laminação horizontal no Grupo Itararé. Quando os elementos diagnósticos de um ou outro processo não são verificados, sua distinção só é possível mediante a observação das fácies que ocorrem associadas. O processo de tração em regime de fluxo superior foi efetivo na deposição da fácies Sh quando a mesma ocorre intercalada com outras fácies tracionais, como Sp e St (ver figura 5.3-D). Já no contexto de deposição por fluxos de densidade subaquosos,

arenitos Sh ocorrem em íntima associação com arenitos e/ou conglomerados maciços e gradados (Fig. 5.5-C e D).

Não raramente, arenitos Sh passam na horizontal para arenitos com estratificação cruzada sigmóide (Ss) ou laminação cavalgante (Sr) numa mesma assembléia de fácies, evidenciando transformações laterais e/ou longitudinais nos fluxos. Essas transformações são comuns em tratos deposicionais turbidíticos, conforme destacado por Mutti (1992) e Mutti et al. (2003).

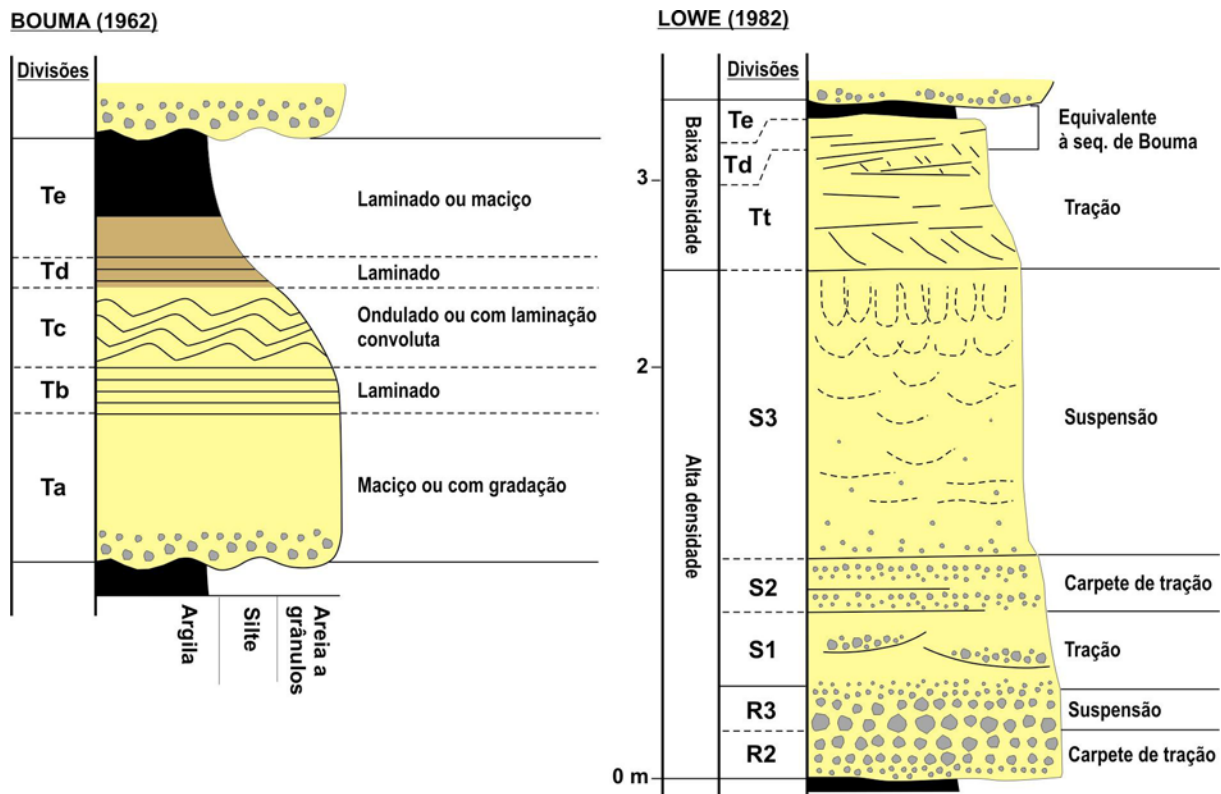


Figura 5.6 – Modelos de fácies turbidíticas conforme Bouma (1962) e Lowe (1982). O modelo de Bouma, com as divisões Ta a Te, refere-se aos turbiditos clássicos ou distais, que aparecem como um horizonte delgado no topo da seqüência de Lowe.

5.1.3. ARENITO MACIÇO (Sm)

Arenitos com ausência de estruturas sedimentares primárias e sem gradação foram descritos como arenitos maciços (fácies Sm) (Fig. 5.7). Compreendem arenitos finos a grossos, por vezes seixosos, com seleção pobre a moderada, que podem apresentar estruturas de fluidificação e escape d'água, tais como convoluções e estruturas em prato (Fig. 5.7-D, E, G). A espessura dos corpos varia de decímetros a vários metros (Fig. 5.7-B) e a geometria é predominantemente tabular e em alguns casos irregular devido a deformação plástica. Ocorrem quase sempre estratigraficamente alternados com arenitos das fácies Sh, Sg e Si ou confinados em sucessões lamíticas.

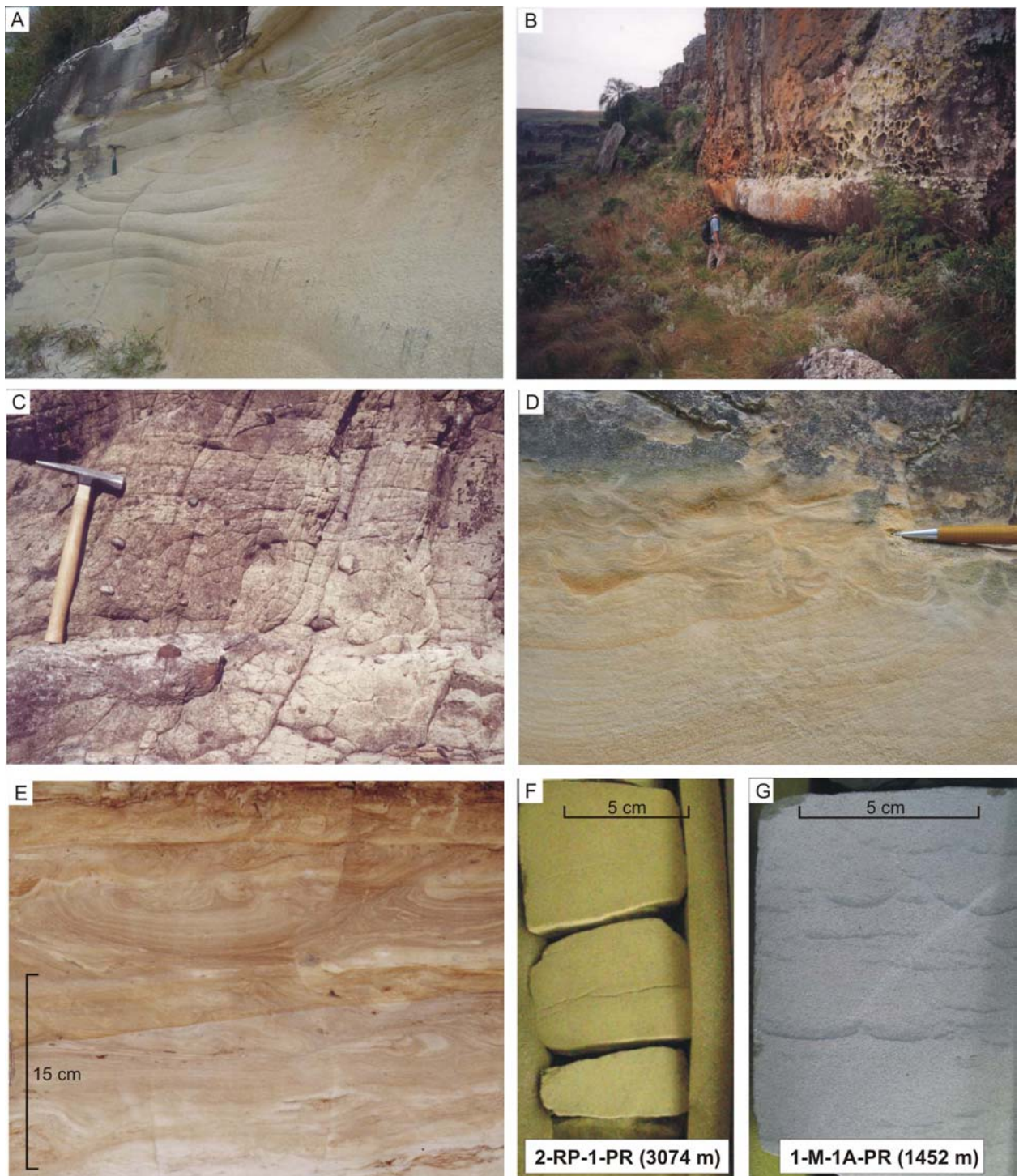


Figura 5.7 – Fácies Sm. A) Aspecto geral da fácies Sm (ponto 138). B) Corpo espesso de arenito maciço sobre folhelho (ponto 59). C) Fácies Sm com seixos dispersos (ponto 182). D) e E) Feições de fluidificação/liquefação (pontos 138 e 159). F) Arenito maciço em amostra de testemunho. G) Estrutura em prato (*dish structure*), indicativa de escape vertical da água intergranular.

Arenitos com essas características fazem parte de assembléias de litofácies tipicamente subaquosas, comumente associadas a fluxos gravitacionais subaquosos de densidade (*subaqueous density flows*), concentrados ou hiperconcentrados, nos quais as partículas são transportadas em suspensão. De acordo com modelos hidrodinâmicos, as partículas presentes

no fluxo podem ser sustentadas por vários mecanismos (mecanismos de suporte), tais como choque entre os grãos (pressão dispersiva), decantação dificultada (*hindering settling*), associada ao fluxo ascendente da água intersticial, e componente ascendente da turbulência do fluido (e.g. Lowe, 1979, 1982; Mulder & Alexander, 2001), dependendo da concentração, tamanho das partículas, taxa de suspensão e da quantidade de matriz fina.

Segundo Mulder & Alexander (2001), o mecanismo de suporte é fortemente influenciado pela concentração do fluxo. Os autores sugerem que apenas fluxos suportados plenamente por turbulência sejam considerados correntes de turbidez, tais como os fluxos responsáveis pela deposição da seqüência clássica de turbiditos de Bouma (1962) (Fig. 5.6 e 5.8). Para isso, seriam necessárias concentrações baixas, no geral inferiores a 9% por volume, de acordo com estudos experimentais de Bagnold (1962 apud Mulder & Alexander, 2001). Outros autores, tais como Pickering et al. (1989), Postma et al. (1989) e Mutti (1992), utilizam o termo corrente de turbidez no sentido amplo, para definir fluxos bipartidos compostos por uma porção basal laminar e de alta concentração e uma porção superior mais diluída e plenamente turbulenta. A porção mais concentrada do fluxo é denominada de corrente de turbidez de alta densidade e os depósitos resultantes englobam o espectro de fácies da seqüência de Lowe (Fig. 5.6).

O processo comumente invocado para explicar a deposição de areias maciças é o congelamento friccional dos fluxos de densidade (e.g. Pickering et al., 1989). Nesse caso, a espessura do depósito é aproximadamente equivalente à espessura do fluxo parental. Kneller & Branney (1995) propuseram modelo alternativo, no qual o acúmulo de areia é um processo gradual resultante de lenta aggradação proporcionada por correntes de turbidez quase-constantes. O não desenvolvimento de estruturas de tração deve-se à ausência de interfaces entre camadas de velocidades diferentes dentro do fluxo. Esse modelo explica satisfatoriamente a deposição de espessos arenitos maciços (Fig. 5.7-A e B) sem que para isso sejam necessários fluxos igualmente espessos.

Em alguns afloramentos descritos no Grupo Itararé, clastos acima da média ocorrem suspensos na fácies Sm (Fig. 5.7-C). Para Postma et al. (1989), esses clastos podem ser oriundos de porções basais do fluxo que se movem em menor velocidade devido ao atrito com o substrato (camada inercial). A ascensão das partículas dá-se a partir da interface criada entre a camada basal mais lenta e a superior, mas veloz e altamente turbulenta. No entanto, depósitos relacionados à essa camada inercial não foram verificados na base dos arenitos maciços quando os clastos dispersos estão presentes. Outra explicação plausível seria a ação de correntes oriundas de degelo catastrófico (fluxos hiperconcentrados; Fig. 5.8), capazes de transportar clastos de vários tamanhos em suspensão.

Em termos de paleogeografia, a fácies Sm pode estar presente em vários tipos de sistemas turbidíticos (Mutti, 1992; Stow & Johansson, 2000; Mutti et al., 2003), onde a origem dos fluxos está associada a movimentos gravitacionais de sedimentos desencadeados por

liquefação em gradientes relativamente altos (turbiditos bacinais ou de frente deltaica). Outros exemplos de ocorrência de arenitos maciços são em sistemas de *outwash* subaquosos (Cheel & Rust, 1986) e em depósitos de fluxos hiperpicnais alimentados por rios (Mulder et al., 2003). Esses últimos, porém, constituem depósitos pouco espessos e normalmente caracterizados por intercalação entre divisões estratificadas e maciças. Considerando o quadro paleogeográfico em questão, gradientes tectônicos acentuados não coadunam com o modelo de margem continental em rampa admitido para a Bacia do Paraná. Interpreta-se que o desencadeamento dos fluxos esteve associado principalmente a descargas fluviais de alta energia e desestabilização em taludes deposicionais de deltas e/ou leques proglaciais subaquosos.

5.1.4. ARENITOS COM GRADAÇÃO (Sg e Si)

Arenitos médios a grossos, por vezes seixosos, dispostos em corpos de espessura centimétrica a métrica, individualmente apresentando gradação normal (Sg) ou inversa (Si). Essas fácies ocorrem como componentes importantes de sucessões arenosas espessas, onde aparecem em associação com várias outras fácies de arenitos e conglomerados. Mas também podem estar associadas a sucessões de diamictitos e lamitos, constituindo camadas ou conjuntos de camadas isolados e por vezes com deformação penecontemporânea.

Corpos individuais da fácies Sg apresentam níveis de grânulos e seixos e/ou clastos de argila na base (Fig. 5.9-A), exibindo contato brusco erosivo e/ou com estruturas de sobrecarga. No topo passam gradativamente para as fácies Sh e Sr. A fácies Si comumente passa no topo para conglomerados (Fig. 5.9-B). Corpos individuais com gradação inversa são mais raros e quando ocorrem, apresentam geometria tabular, espessura centimétrica a decimétrica e grande continuidade lateral, freqüentemente limitados por contatos abruptos (Fig. 5.9-C).

Na maioria dos casos, as fácies Si e Sg aparecem associadas na vertical, definindo sucessivos ciclos com gradação inversa na base e normal no topo. Ciclos desse tipo, com cerca de 2 a 4 m de espessura, são comuns nos arenitos Vila Velha, Lapa e Barreiro, exercendo controle no perfil de intemperismo dos afloramentos. A porção média dos ciclos, constituída por arenitos conglomeráticos e mal selecionados, é mais susceptível à erosão, enquanto que as partes basal e superior são mais resistentes porque compreendem arenitos médios, melhor selecionados e com maior grau de cimentação. A erosão diferencial dá origem a formas bizarras, como a taça e a garrafa no Parque Estadual de Vila Velha.

Em termos hidrodinâmicos, as fácies Si e Sg podem ser produzidas por fluxos hiperconcentrados e concentrados, constituindo respectivamente as fácies A2.6 e A2.7 da classificação de Pickering et al. (1989). Corpos individuais da fácies Sg imersos em sucessões pelíticas podem ainda representar fluxos de turbidez muito rápidos ou episódicos (*surges*). Nesse caso, a deposição é muito rápida e não permite o desenvolvimento das divisões Tb a Td de Bouma, formando seqüências incompletas Ta-e.









Tipo de fluxo		Perfis de velocidade	Depósitos típicos	Mecanismos de suporte dominantes	<div><div><div></div><div>Cascalho</div></div><div><div></div><div>Lama + areia</div></div><div><div></div><div>Areia</div></div><div><div></div><div>Silte</div></div><div><div></div><div>Argila</div></div><div><div></div><div>Laminação horizontal</div></div><div><div></div><div>Estratificação cruzada</div></div><div><div></div><div>Laminação cavalgante</div></div></div>
Coesivos	Fluxo de detritos			Resistência da matriz	
Não-coesivos	Fluxo hiperconcentrado			Pressão dispersiva	
			Fluxo de grãos 		
	Fluxo concentrado		 Seq. de Lowe		
	Fluxo de turbidez		Surge 	Flutuação	
			Fluxo de turbidez episódico (<i>surge-like</i>) Seq. de Bouma 		
			Corrente de turbidez quase-constante 		
				Turbulência	

Figura 5.8 - – Classificação de fluxos subaquosos de densidade com seus respectivos depósitos mais característicos (Mulder & Alexander, 2001). O quadro engloba fluxos desde coesivos até diluídos, incluindo depósitos equivalente às seqüências de Bouma e Lowe. Notar que os autores consideram como fluxo de turbidez somente fluxos em que a turbulência é o mecanismo de suporte dominante.

Quando a fácies Si ocorre individualizada, ou seja, sem a presença do segmento com gradação normal no topo, define sucessões de corpos amalgamados de pequena espessura e origina-se com o empilhamento de depósitos residuais devido à passagem (*by-pass*) de fluxos

concentrados ou hiperconcentrados. O processo responsável pela gradação inversa é conhecido como peneiramento cinético, que faz com que as partículas mais finas concentrem-se na base. A deposição grão a grão de uma carga em suspensão tende a produzir gradação normal.

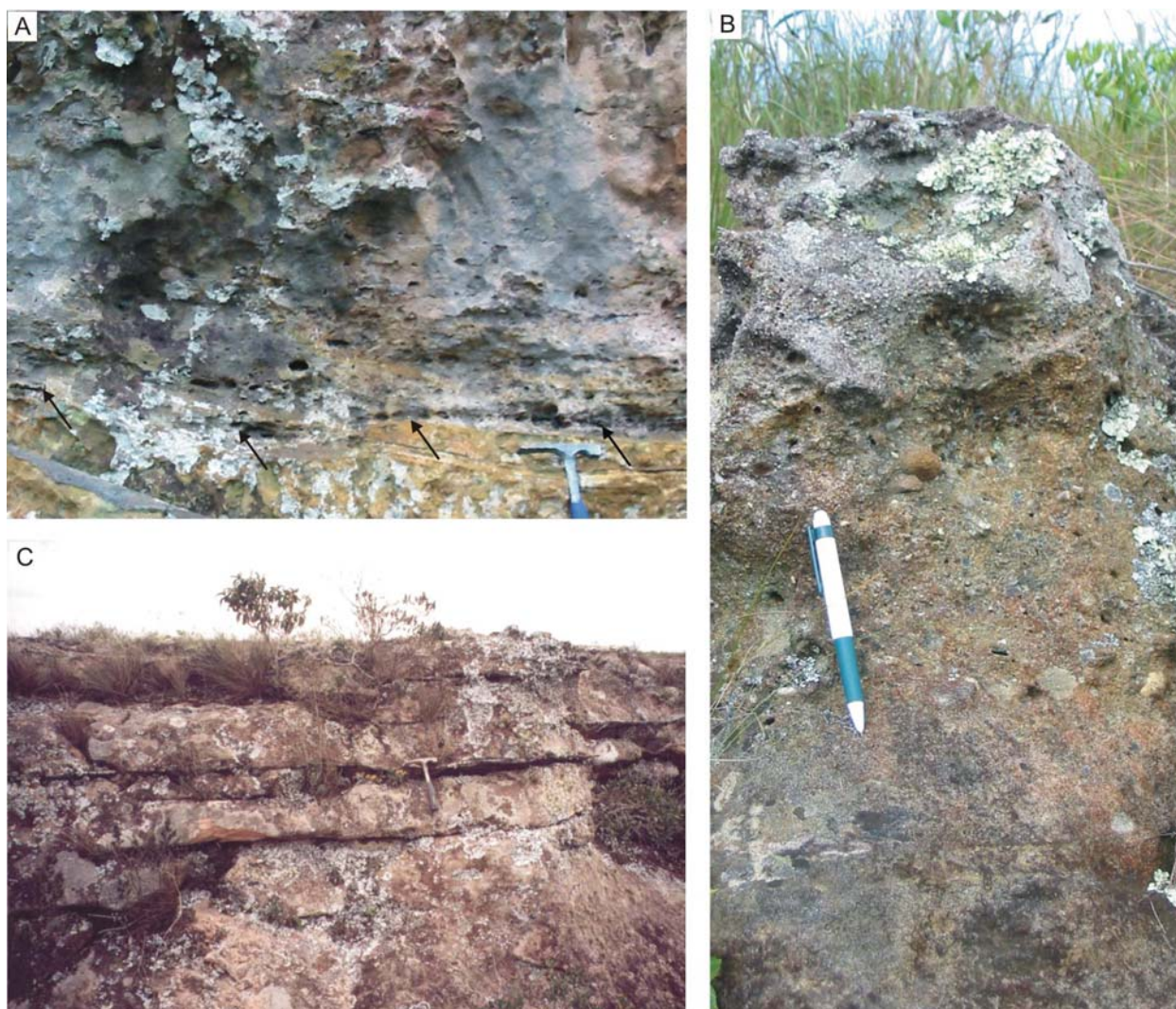


Figura 5.9 – Fácies Sg e Si. A) Arenito com gradação normal e intraclastos argilosos na base, ponto 74 (setas indicam a base do fluxo). B) Arenito com gradação inversa passando para conglomerado no topo (ponto 57). C) Corpos amalgamados de arenito com gradação inversa (ponto 27).

5.1.5. ARENITO COM LAMINAÇÃO CRUZADA CAVALGANTE (Sr)

Fácies caracterizada pela presença de laminação cruzada cavalgante e/ou ondulações assimétricas, indicando fluxo unidirecional (Figs. 5.10 e 5.11). Podem ser reconhecidos dois subtipos em função da granulação do arenito e porte das estruturas. O primeiro (Sr₁) compreende arenitos finos a médios, com seleção moderada a boa, apresentando laminação cruzada cavalgante de pequeno a médio porte e com ângulo de *climbing* entre 05 e 20° (Fig. 5.10). A laminação aparece comumente como horizontes no topo de outras fácies, sobretudo Sh, Sm e Sg, representando a fase de diluição/dissipação dos pulsos de sedimentação. Em

outras situações, horizontes ondulados se repetem na vertical definindo sucessões amalgamadas de até cinco metros de espessura e sem variação granulométrica (Fig. 5.10-A). Nesses casos, os fluxos foram de longa duração ou quase-constantemente e promoveram a aggradação das formas de leito.

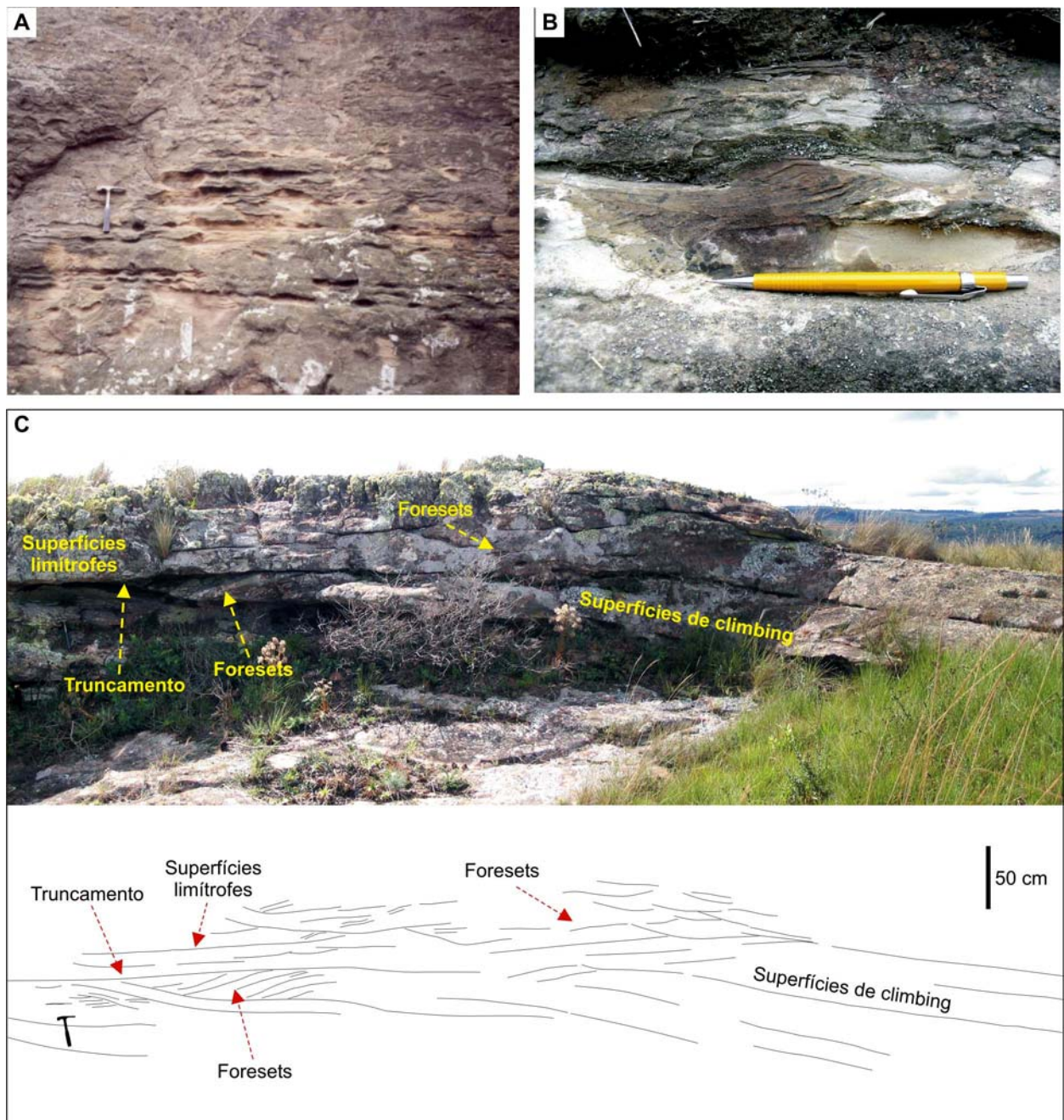


Figura 5.10 – Fácies Sr_1 . A) Sucessão contínua de ondulações assimétricas em arenito médio (ponto 49). B) Detalhe de laminação cruzada cavalgante de pequeno porte (ponto 169). C) Foto e diagrama esquemático de laminação cruzada cavalgante de médio porte (ponto 62)

O segundo subtipo (fácies Sr_2) exibe laminações onduladas de grande porte (mega-estratificação cavalgante) e com preservação do *stoss-side* das formas de leito (Fig. 5.11).

Essa estrutura ocorre em arenitos desde finos até conglomeráticos, comumente com clastos “flutuantes”. As ondulações passam lateralmente e na vertical para estratos plano-paralelos. A gênese dessa fácies requer um fluxo com muita carga detrítica em suspensão, de modo a proporcionar aggradação das superfícies de *stoss-side*. (M.L. Assine, informação verbal 1999). Pode-se considerar a hipótese de fluxos episódicos associados a inundações induzidas por drenagem catastrófica de água de degelo (*jokulhlaups*).

Depósitos pleistocênicos e recentes resultantes de *jokulhlaups* são bem documentados em áreas continentais, como por exemplo no noroeste dos Estados Unidos (e.g. Allen et al., 1986) e na Islândia (e.g. Russel & Knudsen, 1999). Incluem uma grande variedade de fácies, onde as feições mais marcantes são mega-ondulações de até 10 m de altura, matações erráticos e ritmitos de cascalho. Depósitos associados a essas inundações em ambiente marinho ainda não foram satisfatoriamente caracterizados. Espessos corpos arenosos com gradação normal, descritos por Zuffa et al. (2000) no pacífico norte-americano, foram analisados mediante sísmica, sondagens e estudos de proveniência, sugerindo gênese a partir das inundações do rio Columbia no Pleistoceno.

Considerando que condições hidráulicas extremas são necessárias para originar estruturas como a ilustrada na figura 5.11, arenitos com mega-estratificação cavalgante poderiam representar depósitos subaquosos produzidos inundações catastróficas semelhantes à do rio Columbia. Se a hipótese for verdadeira, o exemplo do Grupo Itararé seria o primeiro caso documentado de depósitos desse tipo no registro estratigráfico paleozóico. Estudos adicionais de detalhe são todavia necessários para se dispor de mais evidências a favor da hipótese.



Figura 5.11 – Mega-estratificação cruzada cavalgante no arenito Barreiro, Município de Tibagi (ponto 87).

5.1.6. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA SIGMÓIDE (Ss)

Arenitos médios a grossos, com seleção pobre a moderada e baixa maturidade mineralógica, exibindo geometria externa e estratificação cruzada com formato sigmóide. O aspecto diagnóstico é a presença de *foresets* que tangenciam as superfícies limítrofes tanto no topo quanto na base. Os *sets* são de grande porte (Fig. 5.12) e comumente alternam-se com estratos arenosos maciços, laminados ou com cruzadas planares (fácies Sm, Sh e Sp) e ocorrem lateralmente associados à fácies Sl. Frequentemente ocorrem feições de deformação penecontemporânea e estruturas de escape de fluidos.

A geometria estratal e a estratificação sigmóides ocorrem em depósitos de vários contextos geográficos, não constituindo feições diagnósticas de um determinado ambiente sedimentar. Estão presentes em fácies de barras de desembocadura (Elliot, 1986; Mutti et al., 2003), *sandwaves* de maré (Allen, 1980), dentre outras. Em todos os sistemas deposicionais em que ocorrem, a fácies Ss é considerada produto da migração de formas de leito subaquosas, principalmente por correntes efêmeras, onde a taxa de suspensão é elevada favorecendo a preservação dos *topsets*. Em virtude do caráter unidirecional indicado pelas paleocorrentes, associação com outras fácies tracionais e presença de estruturas de fluidificação, opta-se por interpretar a fácies Ss como depósitos de barras de desembocadura. O mecanismo de deposição consiste no colapso da carga detrítica na interface entre um fluxo homopical e um corpo d'água estagnado. Parte do fluxo pode persistir bacia adentro transportando areia em plumas hiperpicnais e depositando lobos de frente deltaica no contexto mais distal (Mutti et al., 2003).

5.1.7. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO (SI)

Arenitos finos a médios, bem selecionados, quartzosos e livres de argilosidade, apresentando estratificação cruzada planar de baixo ângulo e de médio a grande porte, que muitas vezes se confunde com laminação plano-paralela. Essa fácies possui ocorrência local na área estudada e seus afloramentos mais típicos foram descritos na porção superior do arenito Vila Velha, como nos pontos 27, 57 e 59 (Fig. 5.13-A). Os corpos são tabulares ou em cunha, com espessura de alguns decímetros a não mais de 2 metros e podem passar lateralmente para as fácies Sh, Ss e Sp.

Depósitos de areias limpas e bem selecionadas com truncamentos de baixo ângulo são típicos de ambiente litorâneo praiar e depositam-se por ação de fluxos de alta energia induzidos pelo vai-e-vem das ondas na zona de espraiamento (fluxos de *swash* e *backwash*). A associação com a fácies Sh e com superfícies exibindo lineações de corrente corrobora essa interpretação. Arenitos semelhantes, porém com granulação ligeiramente mais grossa, foram descritos no arenito Lapa por d'Ávila (1999) e também interpretados como depósitos de praia.

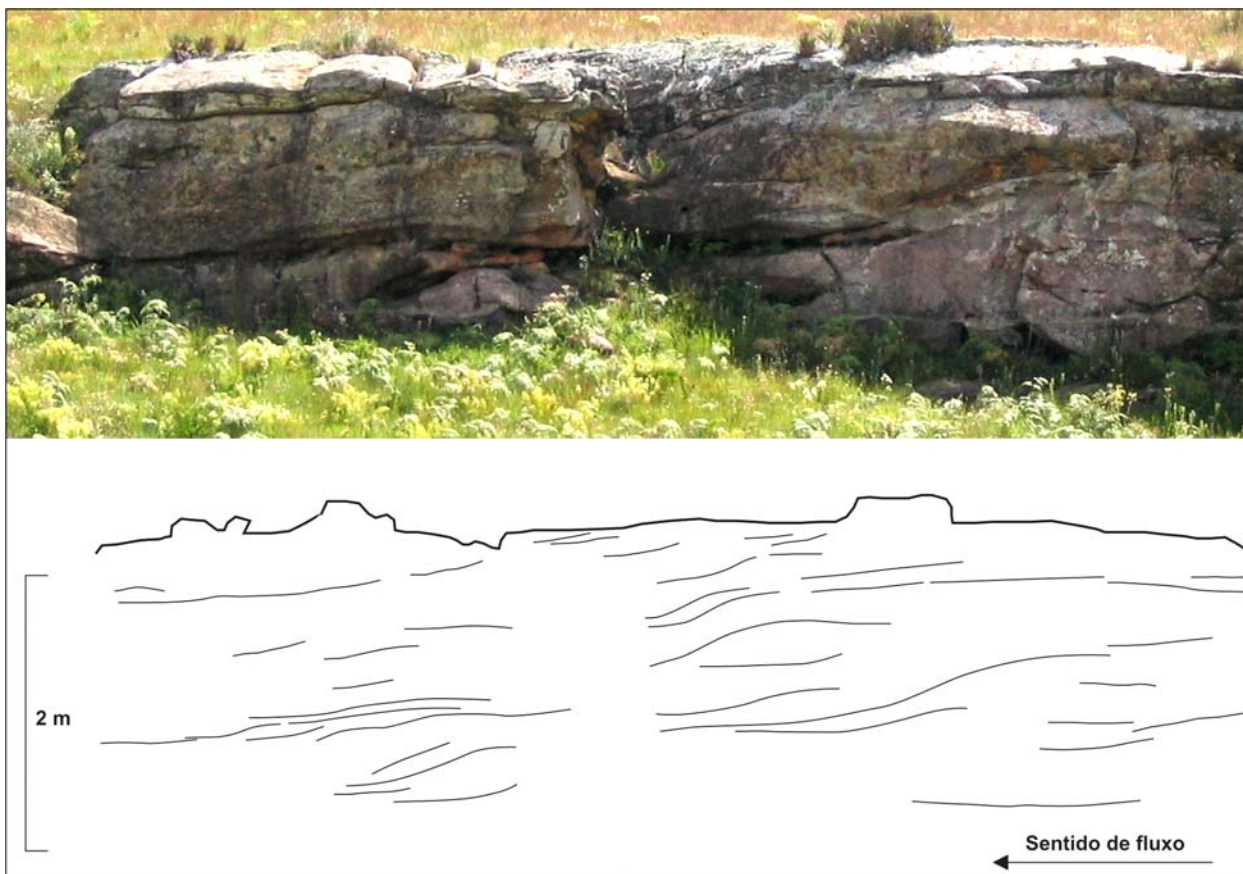


Figura 5.12 – Arenito com estratificação sigmóide (tangencial no topo e na base) no terço superior do arenito Vila Velha (ponto 59).

5.1.8. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA *HUMMOCKY* (Shc)

Arenitos muito finos a finos, bem selecionados, exibindo estratificação cruzada *hummocky* em alguns casos associada a ondulações de corrente. O porte das estratificações varia significativamente, com comprimento de onda de poucos centímetros (laminação *hummocky*) até de 1 a 2 m (Fig. 5.13-B).

A laminação *hummocky* (fácies Shc_1) ocorre em camadas arenosas pouco espessas (5 a 20 cm) alternadas a estratos pelíticos e definindo sucessões rítmicas. Nesse caso, o contato basal dos arenitos é brusco e planar, enquanto que no topo há afinamento granulométrico até a transição para lamitos. Feições de sobrecarga na base são comuns, assim como a presença de laminação plano-paralela e dobras convolutas associadas às ondulações. Na área de Tomasina, Vesely (2001) relatou fragmentos vegetais dispersos em arenitos da fácies Shc_1 , bem como horizontes pelíticos ricos em matéria carbonosa.

A estratificação cruzada *hummocky* com comprimento de onda de médio e grande porte (fácies Shc_2), foi verificada apenas localmente, como em afloramento na BR-277, próximo a São Luiz do Purunã (ponto 4). Nessa localidade, a estrutura ocorre em estratos arenosos cuneiformes ou lenticulares de no máximo meio metro de espessura com ondulações simétricas no topo, alternados com siltitos e diamictitos. Analisando o mesmo afloramento,

Della Favera et al. (2003) interpretou os corpos arenosos como turbiditos deltaicos induzidos por inundações catastróficas, adotando o modelo de lobos arenosos de inundação (*flood-dominated delta front sand lobes*) de Mutti et al. (2003).

O desenvolvimento da estratificação ou laminação cruzada *hummocky* (HCS) deve-se a fluxos de caráter oscilatório, que geram formas de leito arenosas simétricas com truncamentos côncavo-côncavo. No modelo de Mutti, a formação da HCS não é atribuída a ondas de tempestades, mas sim a uma componente oscilatória gerada em fluxos turbulentos oriundos de descarga fluvial durante épocas de cheias. Os fluxos movem-se perpendicularmente à linha de costa por longas distâncias e depositam lobos arenosos gradados freqüentemente com HCS no topo. Nesse caso, os lobos arenosos não poderiam ser tratados como tempestitos, mas sim como “inunditos marinhos”.

A aplicação desse modelo para interpretar arenitos com HCS no Grupo Itararé, conforme proposta de Della Fávera et al. (2003), é apropriada, haja vista a relação próxima com processos de deglaciação e possíveis eventos de inundações catastróficas. No entanto, a distinção desses depósitos para com tempestitos clássicos nem sempre é possível, sendo que elementos diagnósticos não foram apresentados por Mutti et al. (2003). No caso do ponto 4, a hipótese de inundações é corroborada pela existência de *sets* com estratificação cruzada unidirecional para NW associada aos lobos com HCS, sugerindo transporte sedimentar proveniente da linha de costa.

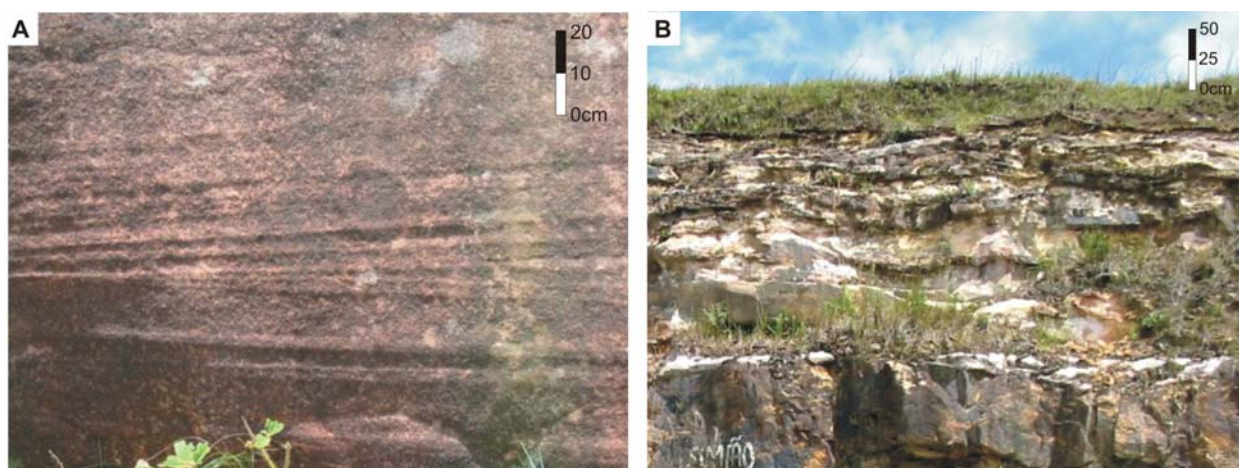


Figura 5.13– Fácies SI e Shc₂. A) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo exibindo truncamentos em cunha (ponto 59). B) HCS de médio porte (visível no topo da foto) em arenitos finos e esbranquiçados (ponto 4).

5.2. DIAMICTITOS

Diamictitos constituem o litotipo mais característico da influência glacial na deposição do Grupo Itararé, sobretudo pela existência de clastos facetados e/ou estriados e polidos. Foram identificados em todos os níveis estratigráficos, tanto em campo quanto nas descrições litológicas e testemunhos dos poços consultados. A espessura pode atingir mais de 100

metros, sobretudo na porção superior da unidade. Constituem rochas sem seleção, com matriz lamítica ou lamítico-arenosa, exclusivamente sustentadas pela matriz e com proporções de grânulos a matacões entre 1 e 30%. Fácies com porcentagem de clastos inferior a 1% foram descritas como lamitos seixosos e enquadradas na classe F do código de classificação. Nos perfis de poços, os diamictitos apresentam no geral valores API intermediários entre arenito e folhelho, mas variações podem ocorrer devido a diferenças no teor de argila na matriz. Nos afloramentos e testemunhos foram individualizados sete tipos de diamictitos, que podem ser maciços, estratificados ou com gradação.

5.2.1. DIAMICTITOS MACIÇOS (Dm e Dm-s)

Diamictito de coloração variada, maciço e com matriz lamítica ou mais comumente lamítico-arenosa (fácies Dm, Fig. 5.14-A), podendo apresentar foliação e/ou planos de cisalhamento (fácies Dm-s). Compreende clastos de variadas composições (granito, gnaiss, quartzito, arenito, silex e folhelho) e dimensões (grânulos a matacões de até 2 m de diâmetro), desde angulosos a arredondados e comumente facetados e/ou estriados (Fig. 5.14-B).

A fácies Dm engloba diamictitos homogêneos dispostos em camadas tabulares com menos de 2 m de espessura até sucessões com espessuras de dezenas de metros. Algumas vezes ocorre associada com folhelhos e ritmitos com clastos caídos (Fig. 5.14-C), o que sugere origem subaquosa por fluxo ou chuva de detritos (Eyles et al., 1985). Em outras situações, diamictitos maciços superpõem pavimentos estriados do embasamento cristalino ou de arenitos da Formação Furnas, como ocorre na região de Witmarsum e no vale do rio Tibagi (detalhes no capítulo 6), e são superpostos por arenitos com estratificação cruzada (fácies Sp e St). Nesses casos cabe interpretá-los como verdadeiros tilitos de alojamento ou ablação, depositados por ação glacial direta (cf. Dreimanis & Schlüchter, 1985). De acordo com a bibliografia consultada (e.g. Boulton & Deynoux, 1981; Eyles et al., 1983; Dreimanis & Schlüchter, 1985; Hart & Roberts, 1994; Miller, 1996), tilitos comumente exibem planos de foliação sub-horizontais desenvolvidos por esforços cisalhantes da geleira em movimento sobre os sedimentos subglaciais (ver figuras 4.4 e 4.10). Características desta natureza foram observadas em alguns diamictitos, como nos pontos 3, 19, 59 e 122, o que foi denominado de fácies Dm-s (Fig. 5.14-D).

Nos pontos 19 e 59, a fácies Dm-s apresenta planos de cisalhamento sub-horizontais com espaçamento centimétrico, segundo os quais se alternam níveis arenosos e diamictíticos, ambos lenticularizados devido ao cisalhamento. Horizontes arenosos de geometria irregular ocorrem englobados no diamictito e igualmente afetados pela deformação. Várias outras estruturas foram observadas, tais como falhas de empurrão e dobras métricas com vergência para noroeste, *boudins* e microdobras distribuídas caoticamente.



Figura 5.14 – Fácies Dm e Dm-s. A) Aspecto geral de diamictito maciço, com matriz lamítico-arenosa e aspecto compactado (ponto 134). B) Calhau estriado imerso na matriz do mesmo diamictito da foto anterior. C) Diamictito maciço superposto a folhelhos e ritmitos com clastos caídos (Fl-d/Rg-d), destacando o caráter planar da superfície de contato (Pedreira Municipal de Lapa, ponto 67). D) Fácies Dm-s: diamictito maciço com superfícies de cisalhamento indicando paleofluxo glacial da esquerda para a direita na foto (ponto 59).

As características observadas na fácies Dm-s sugerem intensas deformações compressivas, impostas pelo empurrão de massa de gelo em avanço sobre sedimentos inconsolidados situados abaixo ou na frente da geleira (glácio-tectônica). A presença de corpos de arenito indica que sedimentos depositados por água de degelo também foram envolvidos na deformação. Admite-se a hipótese de que tais depósitos constituam complexos de morenas de empurrão (*push moraines*) desenvolvidas paralelamente à margem glacial. Formam-se tanto em contexto subaéreo ou subaquoso e são constituídas de tilitos de ablação e depósitos fluvio-glaciais deformados pelo avanço do gelo (Boulton, 1986). A orientação das estruturas deformacionais (falhas e eixos de dobras) sugere fluxo glacial para noroeste, compatível com o movimento regional das geleiras neopaleozóicas no sul da bacia. Estruturas de deformação glácio-tectônica foram descritas anteriormente por Martin (1961) em várias localidades da bacia e por Rocha-Campos et al. (2000) na região de Cerquilho – SP, em nível estratigráfico equivalente ao topo do Grupo Itararé. No entanto, algumas estruturas documentadas por Martin

(1961) podem ser re-interpretadas como feições de origem subaquosa por deslizamentos e escorregamentos de massa.

A distinção entre diamictitos subglaciais e subaquosos é procedimento difícil, pois em ambos os processos os depósitos resultantes apresentam características similares. Na tabela 4.1 foram apresentados alguns critérios que, embora não diagnósticos, podem auxiliar na distinção. O melhor critério consiste na observação das fácies que ocorrem associadas, procurando estabelecer relações genéticas entre os processos. Outras características como espessura, padrões de deformação interna e superfícies limítrofes podem ser utilizados como evidências adicionais.

5.2.2. DIAMICTITOS COM GRADAÇÃO (Dg e Di)

Diamictitos não-estratificados de matriz lamítica ou lamítico-arenosa, exibindo gradação normal (Dg) ou inversa (Di). A gradação foi constatada apenas nos clastos maiores e macroscopicamente não pôde ser verificada na matriz devido a sua textura fina. Os corpos são tabulares, de grande continuidade lateral e com espessura de no máximo 2 metros. Apresentam base abrupta não-erosiva e topo gradual, e ocorrem quase sempre associados com folhelhos e ritmitos com clastos caídos (FI-d e Rg-d) (Fig. 5.15). Constituem depósitos subaquosos, produtos da remobilização de material glacialmente transportado bacia adentro por fluxos de detritos coesivos (Lowe, 1979). A ausência de erosão envolvendo o contato basal é típica de fluxos coesivos e deve-se à presença de uma camada de água injetada na base do fluxo a partir de sua frente (Mulder & Alexander, 2001).

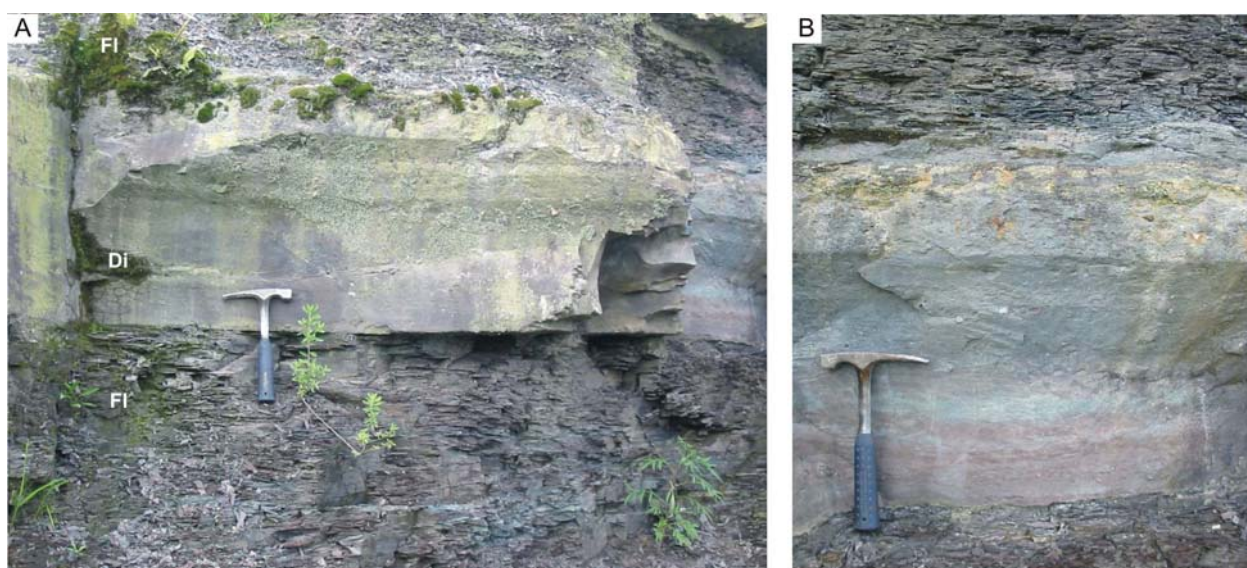


Figura 5.15 – A) Corpo tabular de diamictito com gradação inversa (Di) intercalado em sucessão de folhelhos escuros (FI) no ponto 173. B) Detalhe do diamictito, mostrando topo gradacional e progressivo aumento no tamanho dos clastos.

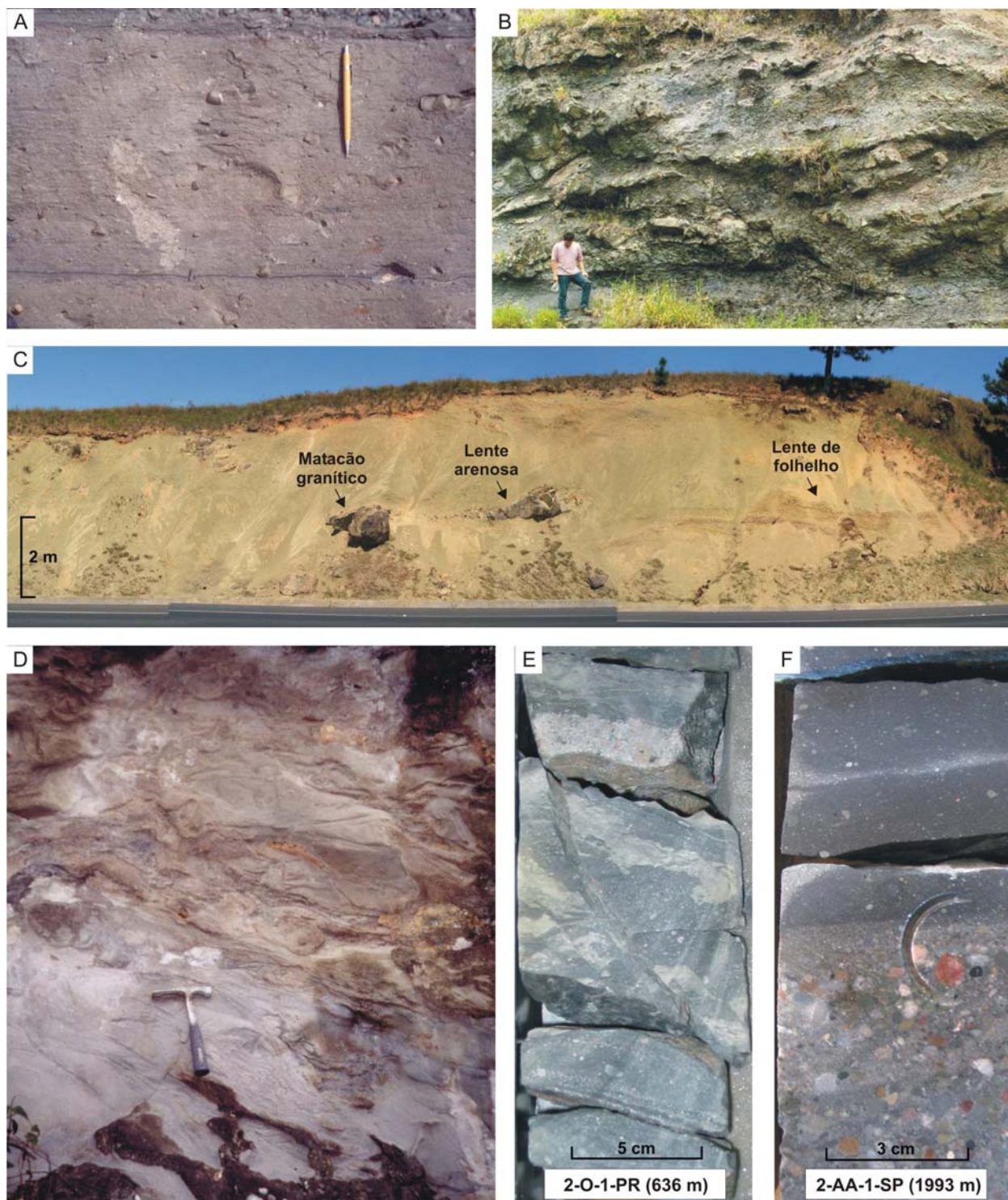


Figura 5.16 – Fácies Ds, Ds-r e Ds-c. A) Diamictito estratificado e com clastos alinhados paralelamente à estratificação (ponto 41). B) Fácies Ds-r com lentes de arenito exibindo falhas normais penecontemporâneas (ponto 134). Fácies Ds-r com matacão granítico e corpos lenticulares de arenito e folhelho ressedimentados (ponto 18). D) Feições de fluidificação em diamictito da fácies Ds-r (ponto 49). E e F) Fácies Ds-r e Ds-c, exibindo horizontes arenosos e conglomeráticos segregados que sugerem retrabalhamento por correntes, bem como deformações penecontemporâneas.

5.2.3. DIAMICTITOS ESTRATIFICADOS (Ds, Ds-r e Ds-c)

Diamictitos de coloração cinza, esverdeada ou marrom avermelhada, texturalmente semelhantes à fácies Dm mas com estratificação marcante e comumente orientação preferencial dos clastos (Fig. 5.16-A). Foram designados genericamente de fácies Ds, mas podem ser reconhecidos dois subtipos principais (Ds-r e Ds-c) em virtude do estilo de estratificação e da presença de feições genéticas distintivas.

A fácies Ds-r compreende diamictitos no geral com baixa proporção de clastos maiores (1 a 5%). A estratificação é definida por lentes de material arenoso ou conglomerático de continuidade e espessura variáveis, por vezes deformadas (Fig. 5.16-B e C), bem como por uma laminação difusa associada a feições de fluidificação e dobras convolutas (Fig. 5.16-D). Fragmentos irregulares de outras fácies (olistolitos) podem aparecer inclusos na matriz desses diamictitos. Corpos individuais possuem geometria lenticular ou sigmóide e são muitas vezes limitados por superfícies de deslizamento interestratal. Dentre as fácies que ocorrem associadas, as mais comuns são folhelhos e ritmitos com clastos caídos (FI-d e Rg-d) e/ou arenitos maciços e gradados (Sm, Sg e Si).

A fácies Ds-r apresenta características de deposição gravitacional subaquosa a partir da ressedimentação de depósitos preexistentes, sobretudo diamictitos de origem diversa e folhelhos com clastos caídos. O caráter heterogêneo dos depósitos indica que sedimentos de diferentes naturezas podem ter sido envolvidos na ressedimentação (Gama Jr. et al. 1992).

Diamictitos da fácies Ds-c são de ocorrência apenas local e definem pacotes de pequena espessura (máximo de 4 m) e geometria geralmente tabular. O limite basal é abrupto e em alguns casos erosivo, exibindo inclusive feições de canalização e estruturas de corte e preenchimento. A estratificação é definida pelo empilhamento de camadas internamente maciças com espessura centimétrica ou simplesmente por segregação granulométrica em horizontes paralelos (Fig. 5.16-E e F). Ondulações assimétricas no topo das camadas, estratificações cruzadas mal desenvolvidas e lixiviação parcial da fração fina da matriz indicam ação de correntes efêmeras. Os mecanismos mais prováveis para a formação dessa fácies seriam a decantação rápida de plumas hipo ou homopícnais de concentração relativamente alta ou fluxos de detritos coesivos, com subsequente retrabalhamento por correntes de fundo, provavelmente turbulentas. A origem da estratificação estaria vinculada à repetição de vários eventos, sucessivamente submetidos à ação de correntes mais diluídas no topo devido à dissipação dos fluxos.

5.3. FINOS

Fácies pelíticas são relativamente comuns no Grupo Itararé, no entanto ocorrem em maior abundância na porção centro-sul da área estudada e tendem a se concentrar nas partes inferior e superior da unidade. Nos perfis dos poços 2-AL-1-SC, 2-MB-1-SC e 1-TP-1-SC, por

exemplo, aparecem sucessões com centenas de metros de espessura, compostas de folhelhos, folhelhos rítmicos e lamitos indiferenciados, constituindo o que foi denominado de Formação Rio do Sul por Schneider et al. (1974). Alguns intervalos possuem denominações informais, tais como os folhelhos Roncador, Ortigueira, Guaraúna e Passinho no Paraná e Lontras em Santa Catarina. Nos afloramentos e testemunhos estudados, os litotipos pelíticos compreendem três fácies principais, conforme descrito a seguir.

5.3.1. FINOS LAMINADOS (FI e FI-d)

Folhelhos, siltitos e ritmitos silte/argila de cor cinza escura ou marrom avermelhada (Fig. 5.17-A) e estratificação horizontal nítida, em alguns casos com laminação lenticular e ondulações assimétricas, e espessura variando de poucos centímetros até centenas de metros. A geometria predominante é tabular, definindo camadas de grande continuidade lateral. Clastos de várias naturezas podem ocorrer dispersos (fácies FI-d) e causando distúrbios na laminação, sugerindo deposição a partir de gelo flutuante (*ice-rafted debris*). Essas fácies são produzidas por decantação de partículas finas em suspensão num corpo aquoso, com eventual contribuição de clastos maiores caídos de *icebergs* ou plataformas de gelo (*ice shelves*).

Folhelhos rítmicos definidos por pares de lâminas argilosas e silticas ou de areia muito fina (Fig. 5.17-B, C e D) são interpretados por alguns autores como depósitos sazonais, análogos às *varves* glácio-lacustres do Cenozóico (e.g. Rocha-Campos & Sundaram, 1981), nos quais a variação granulométrica está relacionada à alternância de estações quentes (fração mais grossa) e frias (fração mais fina). O exemplo mais famoso desses ritmitos “várlicos” aflora na pedreira da cidade de Itu-SP, sendo conhecido como Varvito de Itu.

No presente trabalho, considera-se que a ritmicidade deve-se a sucessivos pulsos de correntes de turbidez de muito baixa densidade (Td-e de Bouma), constituindo a porção distal da fácies Rg. Essa interpretação foi também postulada por Gama Jr. et al. (1992) ao estudar ritmitos silte/argila (ritmitos várlicos) do Grupo Itararé no estado de São Paulo, que consideraram esses ritmitos turbiditos distais pertencentes a um trato deposicional dominado por fluxos gravitacionais. No entanto, a interferência da sazonalidade é sugestiva em alguns casos, a julgar pela regularidade com que se alternam as lâminas de silte/areia e argila e maior concentração de clastos caídos nas lâminas siltico-arenosas (Fig. 5.17-D).

5.3.2. LAMITO MACIÇO (Fm)

Lamito ou silito de coloração acinzentada, amarelada ou avermelhada, não apresentando laminação nítida e com proporção variável de areia muito fina a fina. Grânulos e seixos esparsos ocorrem eventualmente, porém, ao contrário dos diamictitos, aparecem em quantidade muito pequena (< 1%). Essa fácies ocorre intercalada com finos laminados (FI/FI-d)

e freqüentemente sotoposta a arenitos, o que permitiu o desenvolvimento de feições de sobrecarga, tais como diápiros e almofadas de areia.

Conforme Pickering et al. (1989), o processo sedimentar envolvido na deposição da fácies Fm pode ser interpretado como um fluxo gravitacional lamoso altamente concentrado (fluxo de lama). Outro mecanismo possível seria a decantação de plumas hipopícnais oriundas de jatos de água de degelo, num contexto mais distal em relação à deposição da fácies Dm. Os clastos maiores representam provavelmente material caído de gelo flutuante, mas, devido à falta de laminação, estruturas diagnósticas da injeção desses clastos no leito lamoso não puderam ser observadas.

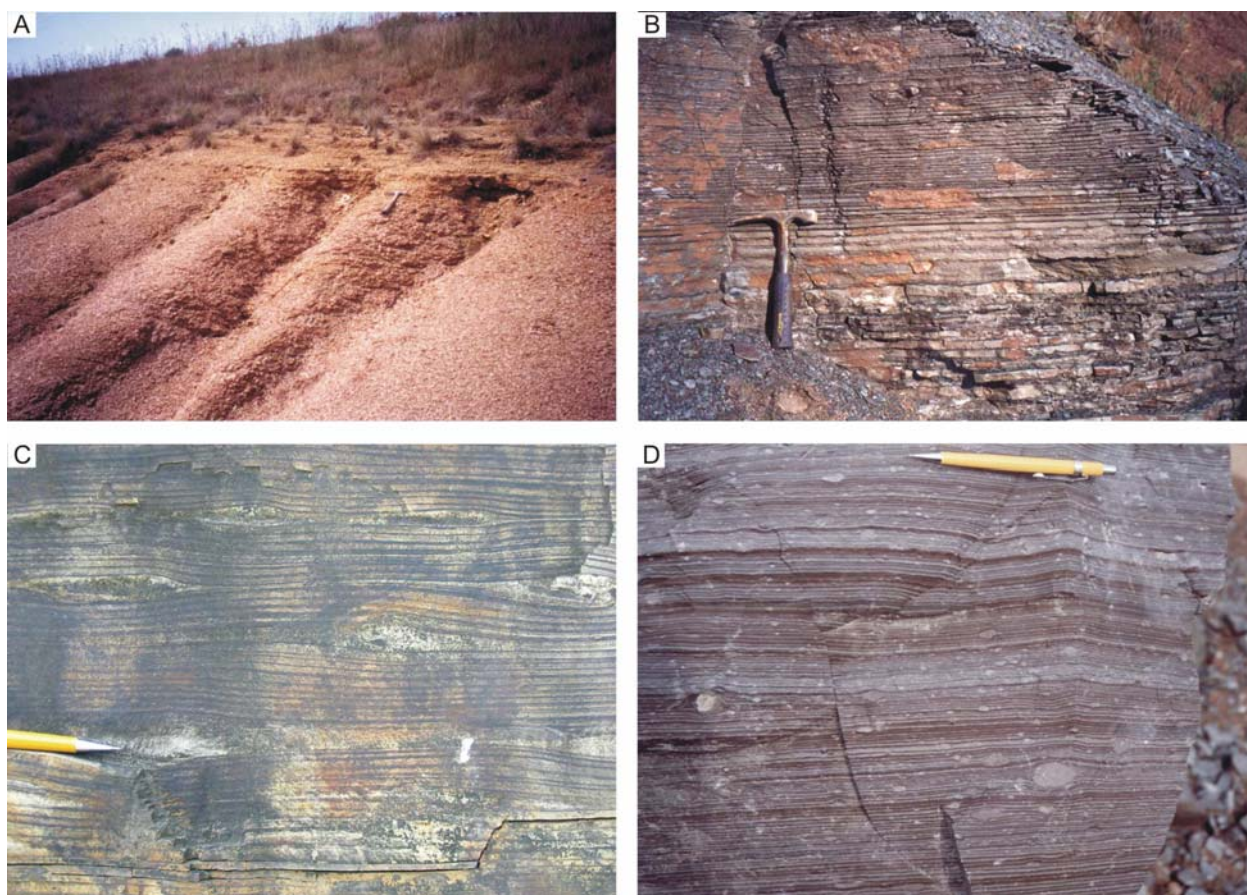


Figura 5.17 – Fácies FI e FI-d. A) Folhelho de coloração avermelhada sotoposto ao arenito Lapa (ponto 35). B) Folhelho rítmico com clastos caídos (ponto 61). C) Acamamento lenticular com ondulações assimétricas em folhelho rítmico (ponto 141). D) Folhelho rítmico de aspecto várvido (alternância entre lâminas de silte e argila), com maior concentração de clastos caídos nas lâminas sílticas (cor clara) (ponto 41).

5.4. RITMITOS E FÁCIES HETEROLÍTICAS

Englobam fácies compostas por argila, silte e areia muito fina a fina, raramente atingindo areia média. Lâminas, camadas ou lentes de lama e areia ocorrem alternadas definindo sucessões com ritmicidade regular (Rg e Rg-d) ou fácies heterolíticas com acamamento lenticular/ondulado (Hw, Hw-d). Em campo, essas fácies configuram sucessões

com até dezenas de metros de espessura, exibindo empilhamento com granodecrescência ou granocrescência ascendente. Devido ao caráter heterogêneo e à ausência de uma assinatura radioativa típica, não foi possível distinguir esse litotipo em perfis de poços.

5.4.1. RITMITO AREIA/LAMA GRADADO COM SEQÜÊNCIA DE BOUMA (Rg e Rg-d)

Fácies composta pela alternância de arenitos com base abrupta e topo transicional (gradados) com pelitos maciços ou laminados. Os corpos arenosos são tabulares e de grande extensão lateral, apresentando espessuras no geral entre 5 e 30 cm (Fig. 5.18). Os pares areia/lama exibem com freqüência seqüência de fácies de Bouma completa ou incompleta e podem ser interpretados como pulsos de correntes de turbidez de baixa densidade (ver figura 5.6). Os ciclos repetem-se verticalmente com espessamento ou adelgaçamento das camadas arenosas, definindo estágios de progradação ou retrogradação dos lobos turbidíticos respectivamente.

Laminação convoluta e laminação cruzada cavalgante, comuns em turbiditos, também foram constatadas na fácies Rg. Seixos caídos ocorrem ocasionalmente (fácies Rg-d) e testemunham contribuição de gelo flutuante em contexto glácio-marinho ou glácio-lacustre.

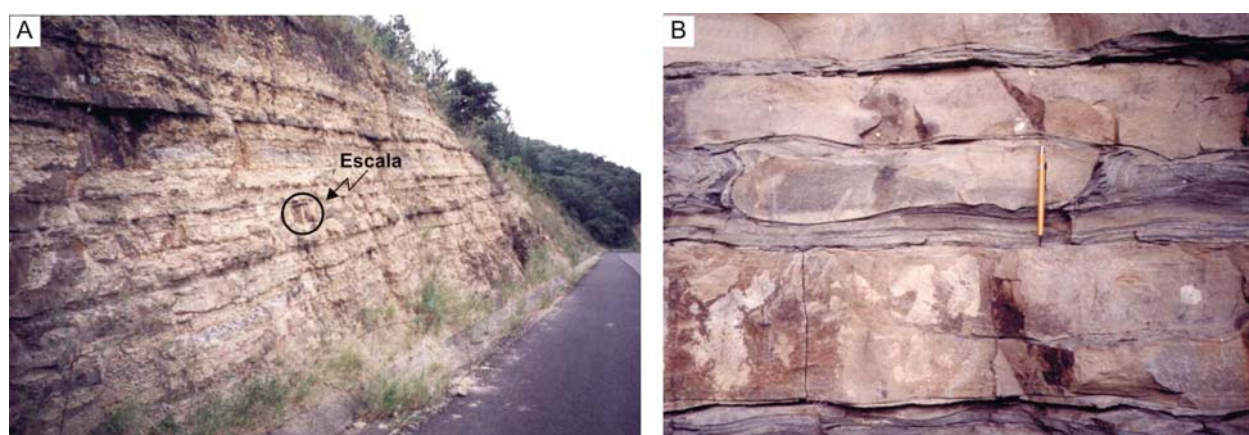


Figura 5.18 – Fácies Rg e Rg-d. A) Ritmito gradado com seqüência de Bouma no ponto 176, exibindo ondulações no topo dos estratos arenosos (martelo como escala). B) Fácies Rg com estruturas de sobrecarga e laminação convoluta e ondulações assimétricas (ponto 22).

5.4.2. FÁCIES HETEROLÍTICA COM LAMINAÇÃO ONDULADA (Hw e Hw-d)

Fácies definida pela alternância não-rítmica entre lâminas arenosas e lamíticas. O acamamento é tipicamente ondulado, exibindo laminação *wavy* ou *linsen*, dependendo da razão arenito/pelito, extremamente variável na vertical (Fig. 5.19). As lentes arenosas apresentam laminação cruzada de pequeno porte com fluxo predominantemente unidirecional para noroeste, norte ou nordeste. Comumente ocorrem ondulações que sugerem a ação combinada entre correntes unidirecionais e fluxos oscilatórios (*combined-flow ripples*; Fig. 5.19-B). Nos intervalos mais arenosos são comuns bioturbações verticalizadas e feições de

deformação penecontemporânea (Fig. 5.19-B). Estratos com clastos caídos (fácies Hw-d) foram documentados em raros afloramentos.

A fácies Hw/Hw-d é produto de deposição subaquosa por fluxos tracionais alternados a períodos de decantação de finos e eventualmente queda de clastos de gelo flutuante. Fácies heterolíticas lama/areia são depósitos comuns em planícies de maré (Reison, 1992). No entanto, feições diagnósticas como gretas de ressecamento e outros indícios de exposição subaérea não foram verificados. Outras hipóteses é de que tais depósitos constituam turbiditos distais, situando-se no contexto das divisões Tc-d de Bouma, ou produto de correntes hiperpicnais modificadas por ondas (Myrow et al., 2002; Mutti et al., 2003).

5.5. CONGLOMERADOS

Conglomerados polimíticos, maciços, estratificados ou com gradação definem camadas individuais que raramente ultrapassam 3 metros de espessura. Seu modo mais comum de ocorrência é na forma de horizontes pouco espessos intercalados com fácies arenosas ou lentes no interior de sucessões diamictíticas. Apesar de constituírem o litotipo menos abundante na área de estudo, os conglomerados são importantes na interpretação paleoambiental, pois registram fases de incremento de energia, eventos de erosão e muitas vezes marcam a base de grandes ciclos com granodecrescência ascendente.

5.5.1. CONGLOMERADO CAÓTICO (Gc)

Termo cunhado por França et al. (1996) para descrever conglomerados polimíticos pobremente selecionados, sustentados pelos clastos ou por matriz arenosa, e sem nenhuma organização interna (Fig. 5.20). Essa fácies foi identificada pelos referidos autores na base do arenito Lapa e em vários outros afloramentos descritos no presente trabalho.

Os conglomerados são constituídos por clastos angulosos a arredondados, desde grânulos até matações de granito (Fig. 5.20-A), gnaisse, quartzito e arenito, raramente estriados, bem como intraclastos de argila. Corpos individuais apresentam geometria irregular, comumente base erosiva (Fig. 5.20-B), espessura de até 2 m e exibem feições de corte e preenchimento e/ou carga sobre estratos subjacentes. Em alguns casos formam ciclos recorrentes gradando na vertical para fácies Sh/Sm e conglomerados estratificados (Gh, e Gp/Gt). Na área de Vila Velha (ponto 57) a fácies Gc ocorre ainda em associação com arenitos das fácies Sp/St e Sh e com conglomerados Gm e Gg.

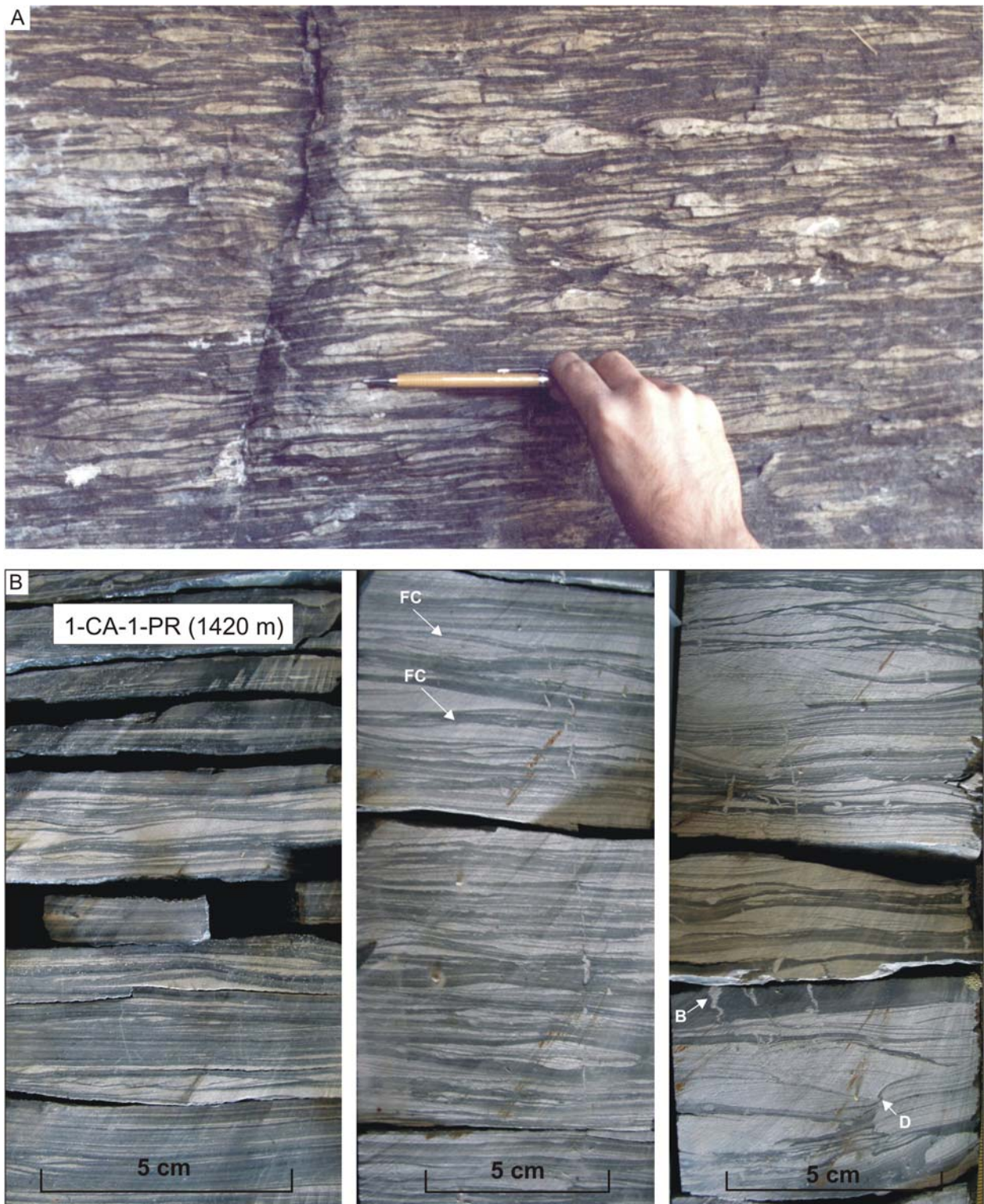


Figura 5.19 – Fácies Hw. A) Aspecto típico dessa fácies, com acamamento lenticular e laminação cruzada de pequeno porte indicando fluxo unidirecional da direita para a esquerda na foto (ponto 181). B) Exemplo de testemunho, com destaque para bioturbações (B), deformação penecontemporânea (D) e prováveis ondulações de fluxo combinado (FC) . Notar aumento da razão areia/lama e espessamento das lentes de areia em direção ao topo.

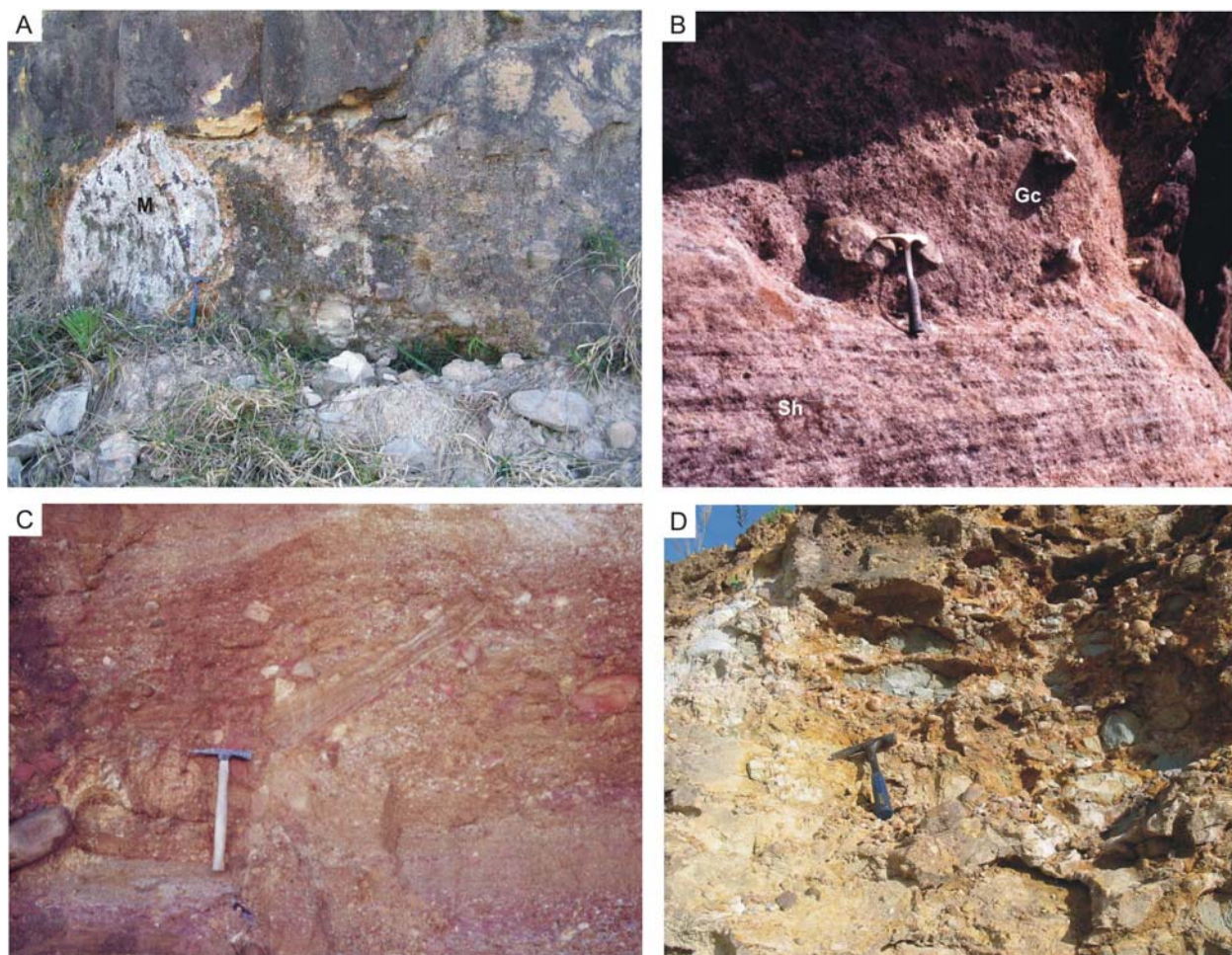


Figura 5.20 – Fácies Gc. A) Conglomerado caótico contendo matacão de granito (M) com cerca de 1 m de diâmetro (ponto 178). B) Conglomerado sustentado por matriz areno-conglomerática (Gc) preenchendo escavação sobre arenitos laminados (Sh) (base do arenito Vila Velha, ponto 57). C) Conglomerado com clastos angulosos acima da média, sugerindo transporte em suspensão por fluxos de alta energia (ponto 183). D) Fácies Gc com alta proporção de intraclastos argilosos provavelmente incorporados da Formação Ponta Grossa (base do arenito Barreiro, ponto 86).

Esses conglomerados foram interpretados por França et al. (1996) como depósitos residuais formados na transição entre fluxos gravitacionais coesivos e hiperconcentrados, representando estágio intermediário entre as fácies F1 e F2 de Mutti (1992). No presente trabalho são interpretados como depósitos proximais de *outwash*, desde boca de túnel glacial (*tunnel-mouth gravels* de Powell & Molnia, 1989) até canais distributários originados no desconfinamento de fluxos subglaciais de água de degelo muito energéticos, provavelmente catastróficos, capazes de transportar clastos muito acima da média em suspensão (Fig. 5.20-C). A presença de intraclastos argilosos de unidades sotopostas é testemunha do poder erosivo esses fluxos (Fig. 5.20-D). O processo responsável pela formação desses depósitos pode ser considerado fluxo hiperconcentrado (*sensu* Mulder & Alexander, 2001 e Manville & White, 2003), onde as partículas são suportadas pela ação conjunta de forças colisionais, friccionais e de viscosidade.

Manville & White (2003) descreveram depósitos areno-conglomeráticos semelhantes na Nova Zelândia, formados durante inundações de grande magnitude desencadeadas com o colapso de um lago vulcânico. Matações com diâmetro de até 1 m, imersos em matriz arenosa, representariam a fase de pico da inundação, logo sucedidos por arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada formados na fase de fluxo minguante. Por analogia, pode-se adotar o mesmo modelo hidrodinâmico para interpretar a associação entre a fácies Gc e depósitos tracionais (Sh, Sp, St), conforme verificado em diversos afloramentos do Grupo Itararé.

Em outras situações, horizontes tabulares e delgados da fácies Gc ocorrem comumente dispostos sobre diamictitos. Nesses casos, podem ser interpretados como pavimentos de clastos subglaciais, a exemplo da ocorrência descrita por Rocha-Campos et al. (1976) na região de Capivari-SP. Tais pavimentos são tipicamente ricos em clastos facetados e estriados e foram identificados na base do arenito Vila Velha (ponto 27) e em pelo menos dois níveis estratigráficos distintos na seção Ventania – Ibaiti (Vesely, 2001).

5.5.2. CONGLOMERADO MACIÇO (Gm e Gm-i)

A fácies Gm compreende conglomerados polimíticos, clasto-suportados, maciços, constituídos por clastos do tamanho grânulo a calhaus e matriz de areia grossa (Fig. 5.21-A). Dispõem-se em corpos lenticulares ou de base côncava e topo plano (canalizado) com no máximo 2 m de espessura, em associação com várias outras fácies de conglomerados e arenitos (Gg, Gi, Sm, Sp/St) (Fig. 5.21-B). A fácies Gm é comum na parte basal de espessas sucessões arenosas, como os arenitos Lapa, Vila Velha e Barreiro.

Conglomerados maciços constituídos quase que exclusivamente por clastos intraformacionais de argila, avermelhados ou esverdeados, com ou sem orientação preferencial, foram descritos como conglomerados “intraclásticos”, constituindo a fácies Gm-i (Fig. 5.21-C e D). Essa fácies ocorre como corpos lenticulares de pequena espessura, base erosiva e, na maioria dos casos, associada com arenitos não estratificados (fácies Sm e Sg). Conglomerados semelhantes, ricos em intraclastos argilosos, foram descritos por Bruhn & Moraes (1989) em turbiditos canalizados neocretácicos da Formação Urucutuca, na Bacia de Almada - BA. Segundo os autores, tais depósitos representam a fácies basal do preenchimento dos canais turbidíticos escavados sobre leitos pelíticos.

A imbricação dos eixos “a” de seixos e calhaus ou simplesmente sua orientação paralela ao fluxo ocorrem com muita frequência na fácies Gm (Fig. 5.21-B), constituindo feições consideradas indicativas de transporte por fluxos gravitacionais (Walker, 1975). Entretanto, experimentos realizados por Johansson (1963 apud Rust, 1977) evidenciaram o desenvolvimento dessa trama em correntes de alta energia dominadas pela saltação de seixos alongados. No ambiente glacial, correntes dessa natureza são comuns em sistemas de

outwash subaquosos, onde águas de degelo carregadas de partículas são injetadas diretamente em corpos d'água (Rust, 1977).

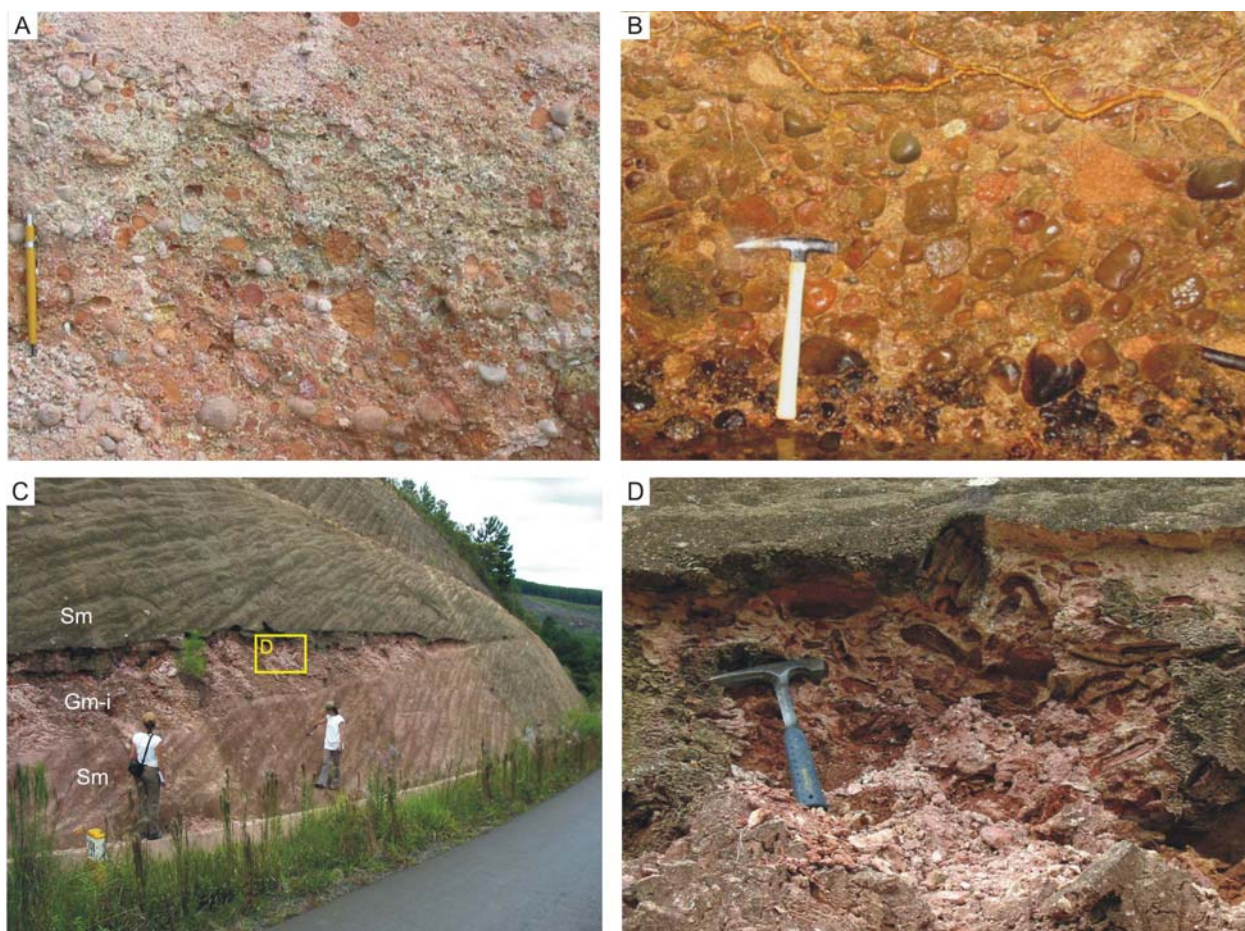


Figura 5.21 – Fácies Gm/Gm-i. A) Conglomerado maciço, polimítico e com clastos arredondados a subarredondados (ponto 82). B) Fácies Gm com nítida imbricação dos clastos, indicando fluxo da esquerda para a direita na foto (base do arenito Lapa, ponto 122). Notar gradação inversa mal desenvolvida na base. C) Corpo lenticular da fácies Gm-i confinado entre arenitos maciços (Sm) na seção Tibagi-Telêmaco Borba (ponto 80). D) Detalhe da foto anterior mostrando intraclastos alongados de argila avermelhada em matriz arenosa.

5.5.3. CONGLOMERADOS COM GRADAÇÃO (Gg e Gi)

Conglomerados com gradação normal (Gg) ou inversa (Gi) constituem corpos individuais lenticulares ou passam um para o outro, na forma de ciclos com gradação inversa a normal (Fig. 5.22). Constituem conglomerados polimíticos clasto-suportados, com matriz arenosa e em alguns casos exibindo imbricação de eixos “a” (Fig. 5.22-A).

Segundo o modelo de Walker (1975), o par Gi-Gg representa depósito típico de correntes de turbidez de alta densidade, enquadrando-se na categoria 1 da sua classificação (Fig. 5.23). A transição vertical de gradação inversa para normal reflete variações nos mecanismos de deposição nos diferentes níveis do fluxo. A gradação inversa está associada ao desenvolvimento de um carpete de tração na base, com ação efetiva de forças friccionais e muita interação entre os grãos. A parte superior com gradação normal reflete deposição rápida

da carga em suspensão, sem ou com pouca tração subsequente. Esse modelo considera fluxos de alta concentração (concentrados ou hiperconcentrados) como partes do espectro de processos gravitacionais denominados genericamente de “correntes de turbidez”. Cabe mencionar, no entanto, que o principal mecanismo de suporte das partículas nessas fácies conglomeráticas não foi a turbulência, mas principalmente forças colisionais, friccionais e o escape da água intersticial (cf. Mulder & Alexander, 2001).

Outro modo de ocorrência da fácies Gg é como horizontes conglomeráticos na base de de arenitos com estratificação cruzada, definindo ciclos com afinamento granulométrico para o topo, muitas vezes de base canalizada. Nesses casos, constituem depósitos residuais gerados por correntes de fundo confinadas em canais (Miall, 1978), em contexto subaéreo ou subaquoso.

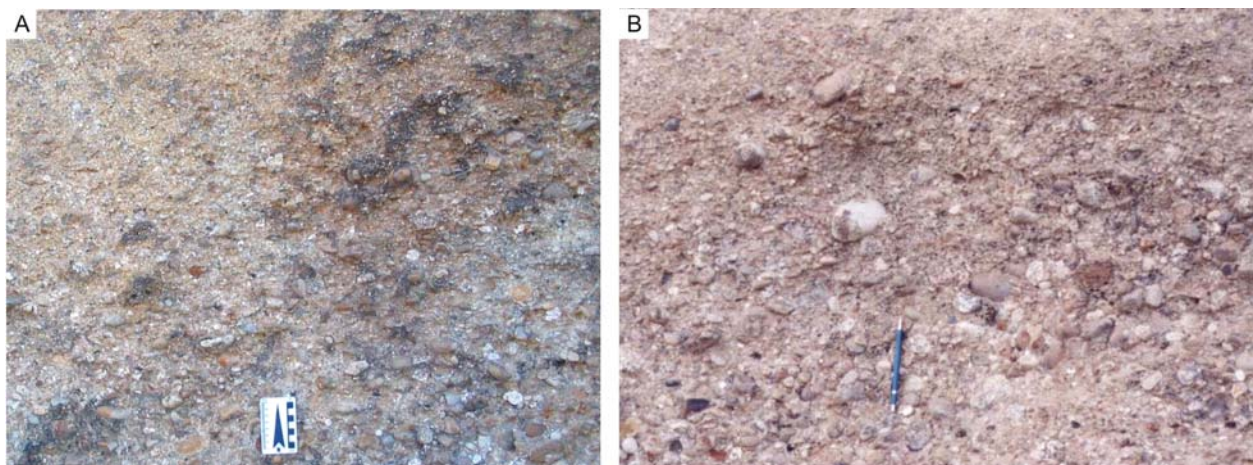


Figura 5.22 – Fácies Gg e Gi. Conglomerado com gradação normal (A) ou inversa passando a normal (B) no ponto 175.

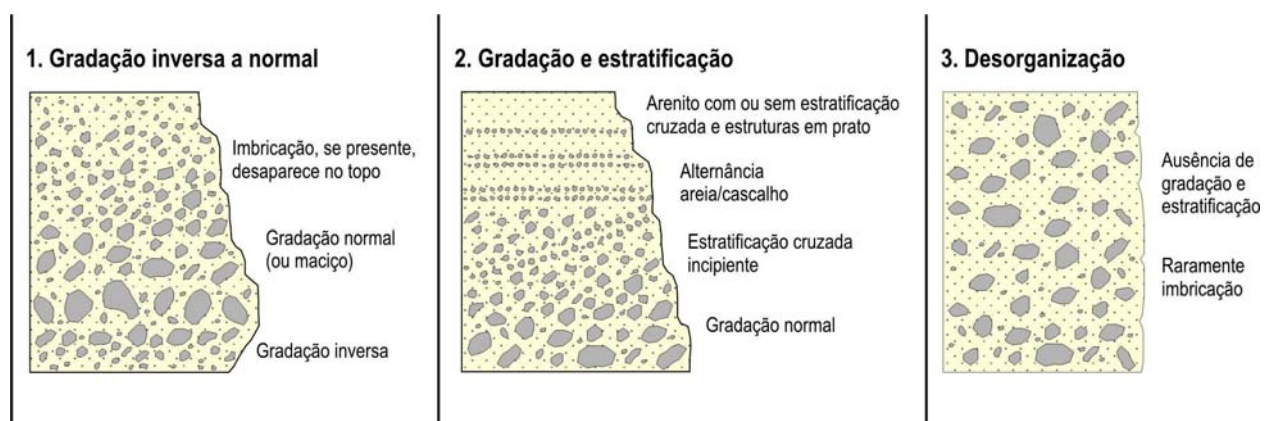


Figura 5.23 – Classificação tripartite de conglomerados com filiação turbidítica conforme Walker (1975).

5.5.4. CONGLOMERADOS ESTRATIFICADOS (Gh, Gp/Gt)

Conglomerado polimítico clasto-suportado e arenito conglomerático, exibindo estratificação plano-paralela (Gh) ou cruzada planar/acanalada de médio porte (Gp/Gt) e comumente alinhamento horizontal de seixos e calhaus (Fig. 5.24). Apresentam-se quase sempre em sucessões verticais heterolíticas constituídas pela alternância entre fácies Sm, Sp/St, Sh, Gc, Gh e Gp/Gt, definindo ciclos com granocrescência ou granodecrescência ascendente (Fig. 5.24-A e B) e enquadrando-se na categoria 2 do modelo de Walker (1975). Com frequência, as fácies Gp e Gt possuem base erosiva e geometria canalizada, formando complexos de canais de médio porte com truncamento lateral. As paleocorrentes medidas apontam fluxo unidirecional predominante para NW, segundo o azimuth médio 300°.

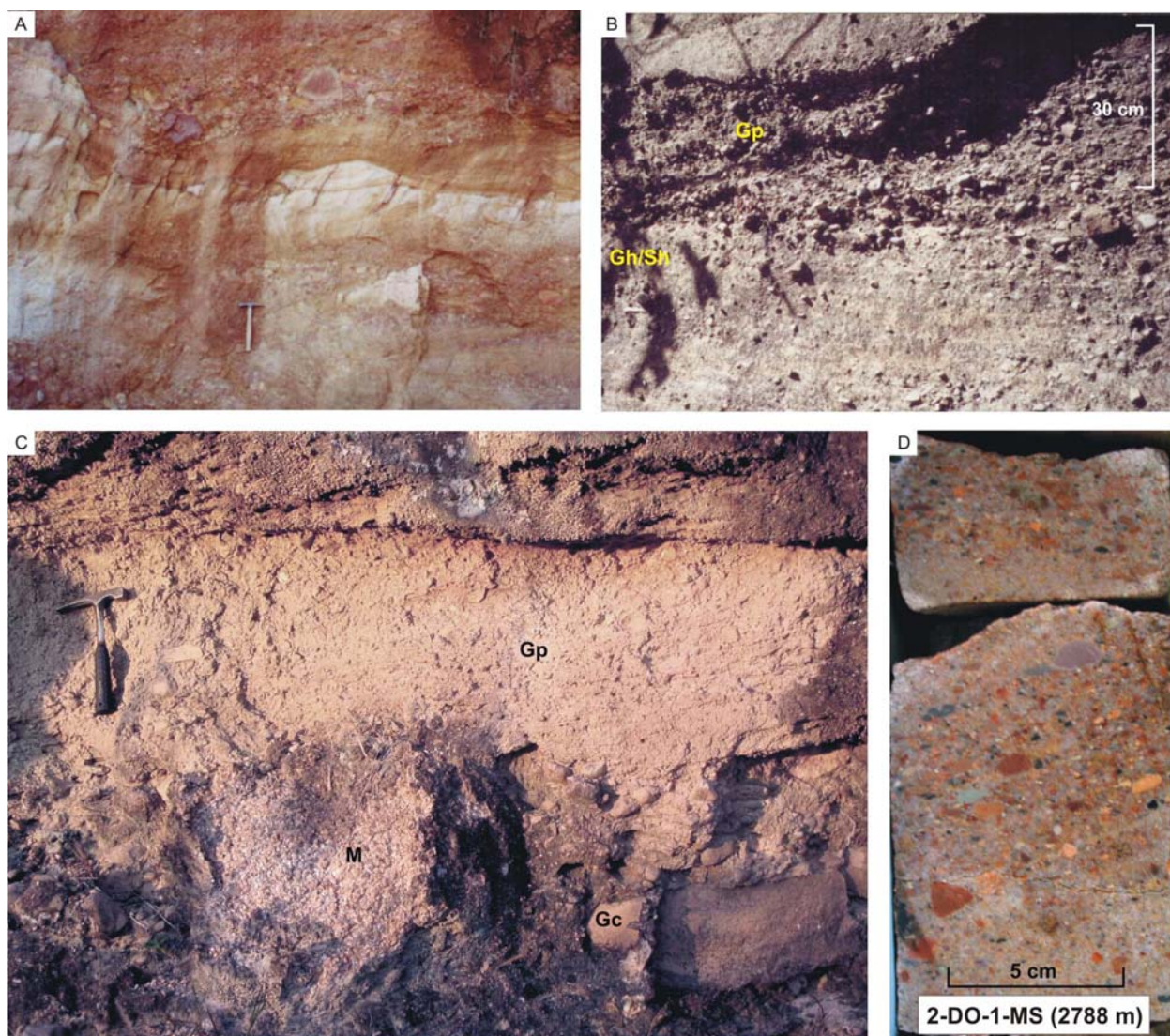


Figura 5.24 – Fácies Gh e Gp. A) Estratos heterolíticos compostos por conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificação plano-paralela (ponto 183). B) Transição vertical entre as fácies Sh, Gh e Gp (ponto 182). C) Conglomerado com estratificação cruzada planar (Gp) superposto a conglomerado caótico (Gc), com destaque para matacão (M) de granito (ponto 177). D) Conglomerado com estratificação cruzada em testemunho de poço, exibindo alinhamento dos seixos e grânulos conforme os planos de estratificação.

Conglomerados estratificados podem ocorrer em vários contextos paleogeográficos, tais como em complexos turbidíticos (Walker, 1975; Pickering et al., 1989), representando a base tracional das correntes de turbidez, ou em sistemas fluviais com carga detrítica grossa a muito grossa. No contexto de sedimentação glacial, são descritos em leques de *outwash* subaéreos e subaquosos (Rust & Romanelli, 1975; Cheel & Rust, 1986; Van der Wateren, 1994). As transições verticais de fácies em um mesmo corpo sedimentar são evidências de flutuações na energia dos fluxos, possivelmente ligadas ao regime de descarga de água de degelo.

5.6. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

A interpretação da assembléia de processos formadores das fácies, aliada a dados paleontológicos de trabalhos anteriores que indicam fósseis marinhos, demonstra que a deposição do Grupo Itararé na área estudada processou-se sobretudo em contexto marinho, porém sob lâmina d'água pouco espessa e com exposições subaéreas eventuais. Associações de fácies tipicamente subaéreas não foram verificadas e, se depositadas, sua preservação foi muito restrita, pelo menos na área de estudo. Evidências de ação glacial direta, tais como tilitos e superfícies estriadas ocorrem eventualmente, mas a influência indireta do gelo como agente de suprimento sedimentar e o papel das águas de degelo estão impressos em todas as associações de fácies.

Dentre as evidências mais conclusivas de sedimentação subaquosa estão depósitos típicos de fluxos gravitacionais de sedimentos (fácies Sm, Sg, Si, Ds-r, Di/Dg), caracterizados ainda por uma gama variada de deformações hidroplásticas; folhelhos, ritmitos e fácies heterolíticas, comumente com clastos caídos de gelo flutuante (FI/FI-d, Rg/Rg-d, Hw/Hw-d), e diamictitos produzidos por decantação de plumas hipopícnais e retrabalhados por correntes de fundo (Dm, Ds-c). De modo subordinado, ocorrem feições indicativas de exposição subaérea, como horizontes de carvão e leitos com vegetais fósseis bem preservados. Fácies com ondulações simétricas e estratificação *hummocky* (Shc), estruturas características de depósitos litorâneos (Sh/SI) e prováveis barras de desembocadura (Ss/Sm) sugerem condições transicionais a marinhas rasas.

A maioria dos conceitos utilizados na determinação dos processos sedimentares foi baseada em modelos de sistemas deposicionais glaciais (e.g. Rust & Romanelli, 1975; Boulton & Deynoux, 1981; Eyles et al., 1985; Miller, 1996), deltaicos/costeiros (e.g. Elliot, 1986; Nemec, 1990; Reading & Collinson, 1996; Mutti et al., 2003) e turbidíticos (e.g. Lowe, 1979, 1982; Pickering et al., 1989; Mutti et al., 1992; Mulder & Alexander, 2001). Modelos de sedimentação turbidítica são inspirados principalmente em margens continentais com plataforma e talude, onde o desencadeamento dos fluxos gravitacionais deve-se a deslizamentos no talude ou suprimento fluvio-deltaico nas cabeceiras de cânions submarinos. No entanto, os conceitos são válidos e podem ser aplicados para a interpretação de várias fácies do Grupo Itararé em termos

hidrodinâmicos, ou seja, com ênfase na reologia e mecanismos de suporte dos fluxos. Outros fatores senão o gradiente tectônico da bacia podem ter sido responsáveis pelo desencadeamento de fluxos gravitacionais, como por exemplo fluxos hiperpicnais oriundos de cheias fluviais ou degelo (e.g. Mulder & Syvitski, 1995; Russell & Knudsen, 1999; Mutti et al., 2003), deslizamentos de frente deltaica (e.g. Heller & Dickinson, 1985; Prior & Bornhold, 1989; Nemec, 1990) e desestabilização em taludes deposicionais íngremes de leques subaquosos de *outwash*, (e.g. Lonne, 1995).

Com base nas evidências de campo e subsuperfície, assume-se contexto de sedimentação essencialmente glácio-marinho para o Grupo Itararé, de acordo com os modelos de Eyles et al. (1985), Powell & Molnia (1989) e Miller (1996). Quatro associações de fácies recorrentes na vertical podem ser individualizadas em função da conjunto de processos dominantes e do padrão de empilhamento. Essas associações ocorrem em uma seqüência vertical lógica, sendo denominadas, da base para o topo, de associações A, B, C e D (Fig. 5.25). Os contatos entre as associações são bruscos ou transicionais, em alguns casos com indícios de interdigitação entre as fácies. Isso ocorre como resposta a variações laterais de sistemas deposicionais ao longo do tempo, controladas por oscilações na margem das geleiras, tectônica, flutuações do nível do mar e suprimento terrígeno.

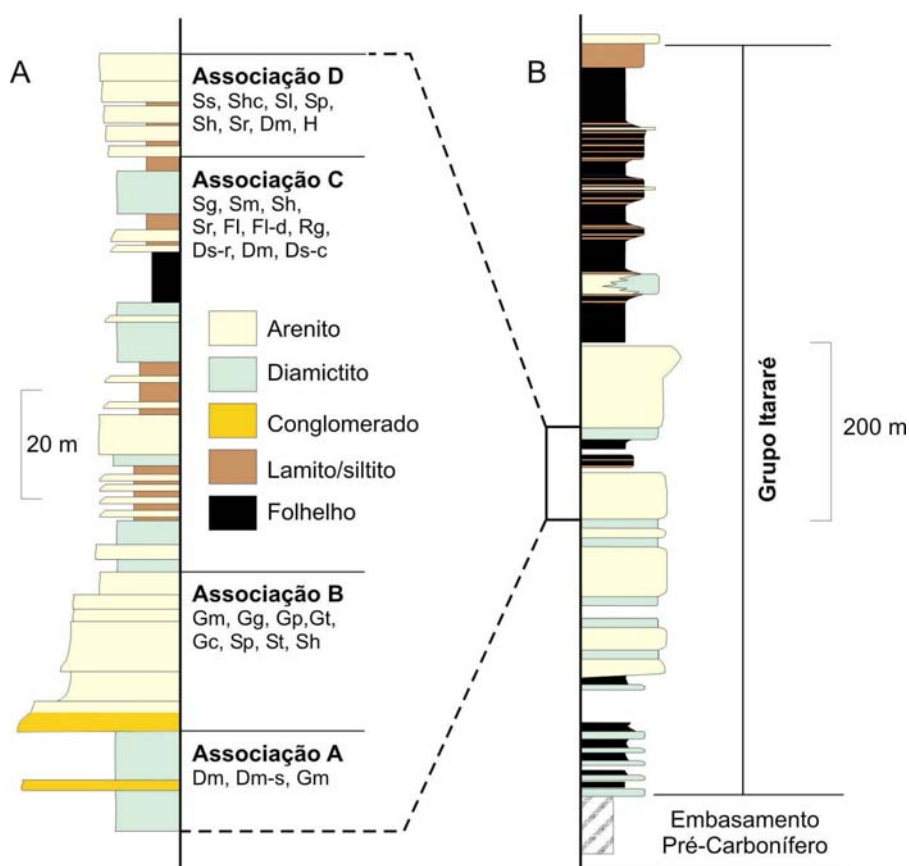


Figura 5.25 - Perfil vertical idealizado das 4 associações definidas (A) e seu relacionamento hierárquico com a coluna estratigráfica confeccionada por Schneider et al. (1974) (B).

5.6.1. ASSOCIAÇÃO A

Compreende diamictitos das fácies Dm e Dm-s (>90%), tipicamente com matriz lamítico-arenosa. Subordinadamente ocorrem lentes de conglomerados maciços e corpos irregulares de arenitos englobados nos diamictitos. Os diamictitos são pouco espessos, lateralmente descontínuos e limitados por superfícies erosivas. Em alguns casos, assentam sobre superfícies estriadas e/ou apresentam sulcos glaciais no seu topo, o que sugere influência glacial direta na sua gênese (tilitos). A espessura dessa associação varia de 30 m a menos de 1 m e em certas situações pode estar ausente por não deposição ou erosão subsequente. O contato basal é abrupto com o embasamento ou com fácies das associações C ou D. No topo, a associação é truncada erosivamente por arenitos com estratificação cruzada da associação B e raramente por pelitos da associação C.

Com os dados disponíveis, A associação A pode ser interpretada como depósitos subglaciais a supraglaciais, incluindo tilitos de alojamento, de ablação e possivelmente de fluxo (cf. Boulton & Deynoux, 1981). Prováveis tilitos de alojamento constituem camadas pouco espessas e ricas em clastos estriados e/ou facetados, depositados sob intensa pressão imposta pela geleira em movimento. Segundo Dreimanis & Schlüchter (1985), esses depósitos subglaciais apresentam maior densidade e menos porosidade do que diamictitos formados por outros processos, o que se deve à grande compactação envolvida no alojamento das partículas. Depósitos de maior espessura e com inclusões arenosas são tentativamente interpretados como complexos de morenas terminais, constituídas por material oriundo do lento degelo da margem estagnada (*till* de ablação), fluxos gravitacionais gerados na superfície do gelo (*till* de fluxo) e sedimentos de *outwash*.

Dobras, foliação e superfícies de cisalhamento (fácies Dm-s) indicam que os depósitos de *till* foram submetidos a intensa deformação em regime compressivo (glácio-tectônica), tanto subglacial quanto proglacial, nesse último caso provavelmente com o desenvolvimento de morenas de empurrão. No ponto 19, a vergência das dobras e o sentido de cisalhamento são indicativos de movimento do gelo para NW (Fig. 5.26), resultado similar ao obtido por outros indicadores de transporte glacial, tais como superfícies estriadas (ver capítulo 6). Depósitos arenosos foram envolvidos na deformação e muitas vezes imprimem à fácies Dm-s um bandamento definido pela alternância centimétrica entre arenitos e diamictitos. Esses arenitos representam depósitos de água de degelo (*outwash*) e sugerem alternância entre épocas de ablação e avanço glacial. O empurrão do gelo promoveu deformação de material recém depositado na frente da geleira, produzindo mistura heterogênea de tilitos e sedimentos de *outwash*. (Fig. 5.27).

Estruturas glácio-tectônicas podem ser facilmente confundidas com deformações associadas a fluxos gravitacionais de massa, pois estilos estruturais semelhantes podem se formar em ambos os contextos. Alguns critérios úteis para essa distinção foram discutidos em

Dreimanis (1993) e Hart & Roberts (1994), esses últimos a partir da análise comparativa de tilitos verdadeiros e diamictitos glácio-marinhos. O modelo de deformação glácio-tectônica assumido para a associação A baseia-se nos seguintes aspectos principais: 1. indícios de ação glacial direta na deposição dos diamictitos; 2. ausência de depósitos tipicamente subaquosos envolvidos na deformação, tais como folhelhos e ritmitos; 3. intensidade da deformação, inclusive com o desenvolvimento de *boudins*; 4. carência de estruturas distensivas associadas; 5. coincidência entre o sentido da deformação e o movimento geral do gelo.

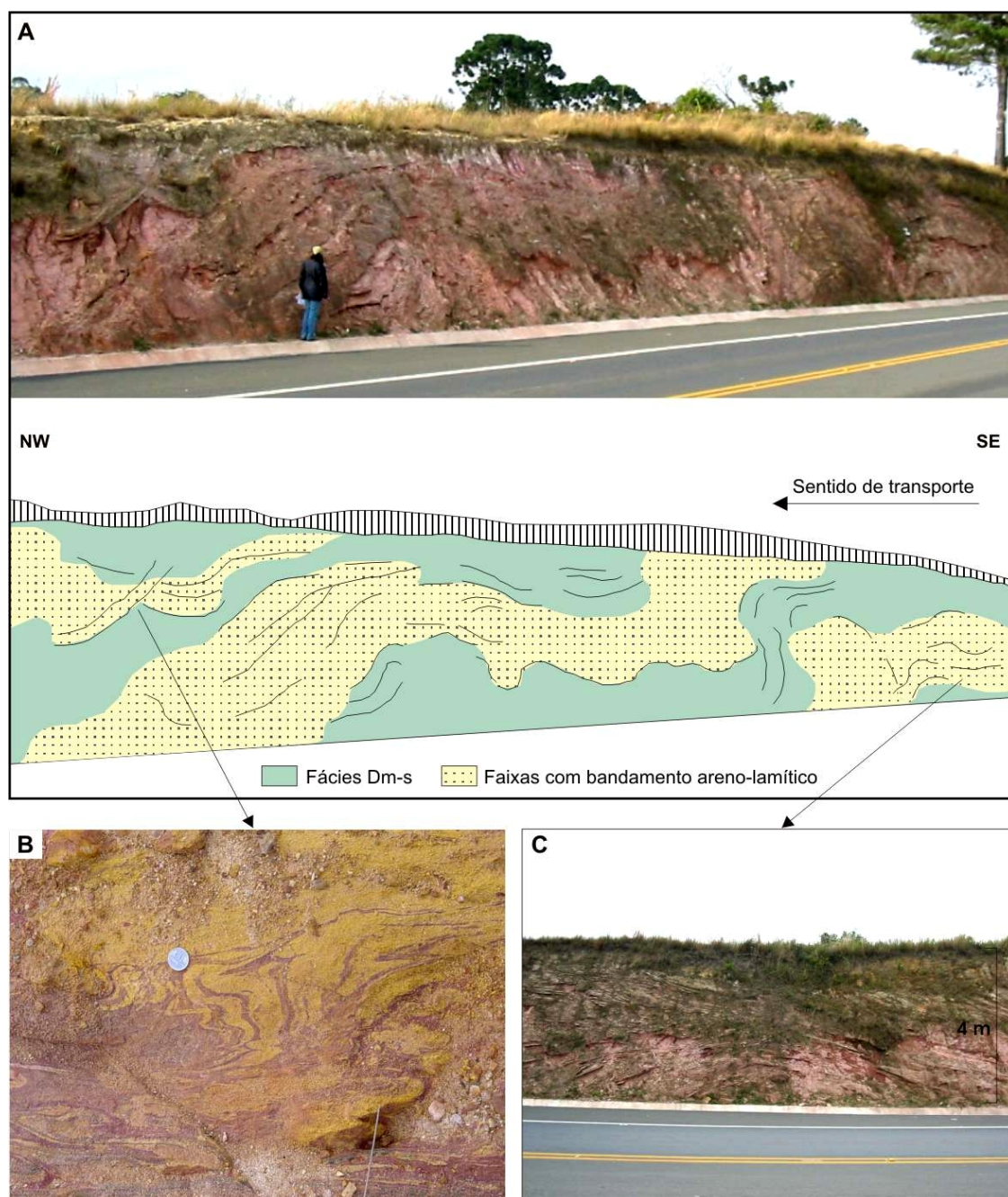


Figura 5.26 – Fácies da associação A na BR-277 a oeste de Palmeira. A). Diamictitos maciços cisalhados (fácies Dm-s) com bandamento areno-lamítico de natureza glácio-tectônica. B) Microdobras no diamictito. C) Detalhe de bandas sub-horizontais (areno-lamíticas) com espaçamento centimétrico a decimétrico.

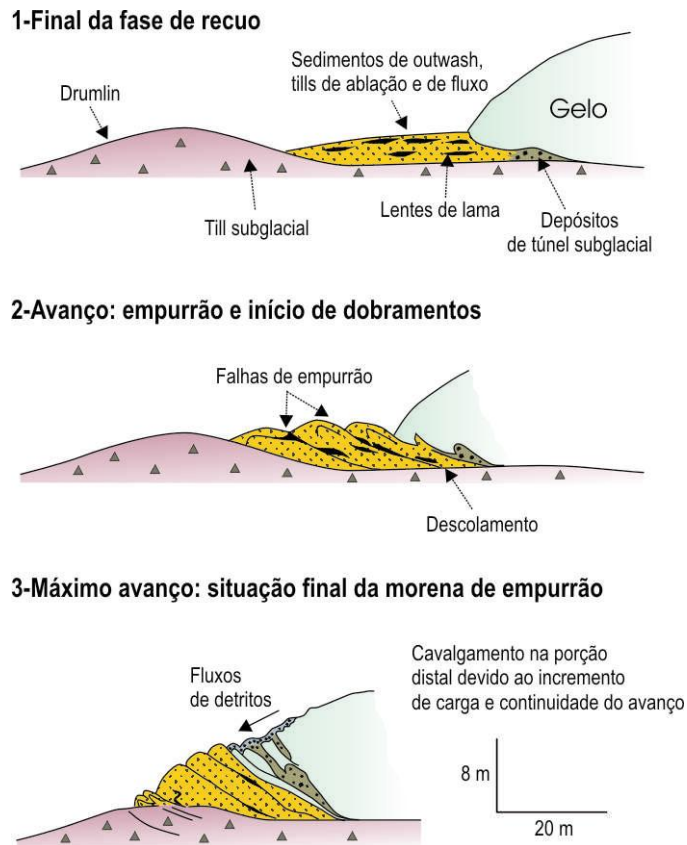


Figura 5.27 – Gênese de morena de empurrão na frente de uma geleira ativa com o desenvolvimento de deformação glácio-tectônica (extraído de Miller , 1996).

Morenas de empurrão (*push moraines*) são formas de relevo comuns em áreas glaciadas e testemunham a posição de margens glaciais pretéritas. Apresentam-se como cristas alongadas e subparalelas à frente da geleira, constituídas sobretudo por *till* e sedimentos de *outwash*. De acordo com Boulton (1986), morenas de empurrão e leques de *outwash* estão entre os principais sistemas deposicionais formados junto à margem de uma geleira e podem desenvolver-se tanto em terra quanto subaquaticamente (Fig. 5.28). Em contexto subaquoso, a preservação dos depósitos é favorecida pelo espaço de acomodação gerado na frente da geleira. Além disso, com a deglaciação os depósitos de *till* serão recobertos por depósitos proglaciais e parcialmente protegidos de processos erosivos subseqüentes. No continente, os sedimentos de *till* tenderiam a ser retrabalhados por correntes de água de degelo e redepositados como sistemas de *outwash* subaéreos (flúvio-glaciais).

Tendo em vista essas colocações, aventa-se a hipótese de que os tilitos da associação de fácies A possam ter sido depositados por uma geleira aterrada em um corpo d'água e posteriormente recobertos por sistemas de *outwash* subaquosos, conforme o modelo de Boulton (1986). Nesse caso, o contexto paleogeográfico pode ser considerado análogo ao apresentado na figura 5.28.

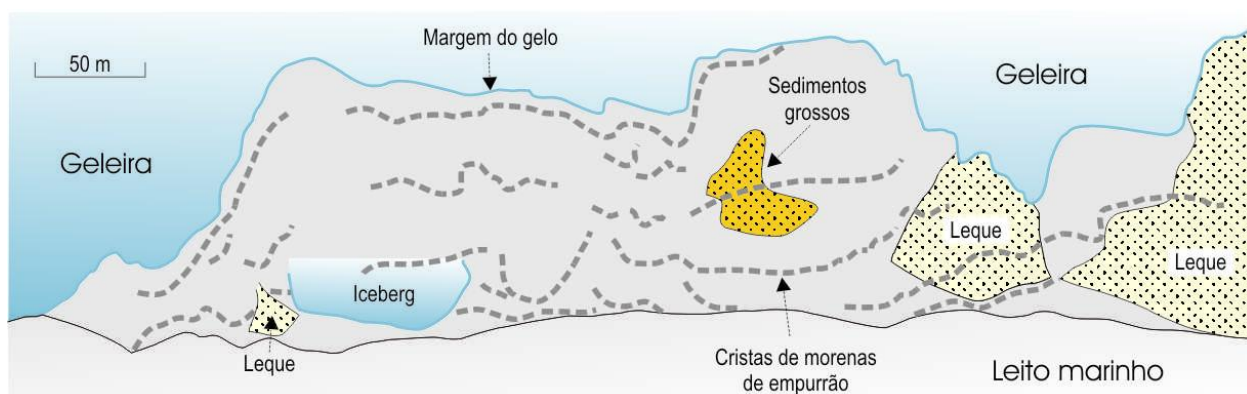


Figura 5.28 – Vista em planta de morenas de empurrão e leques proglaciais submarinos na frente da geleira Alpha, no Ártico Canadense. As feições foram mapeadas a partir de imagens obtidas por sonar de varredura (extraído de Boulton 1986).

5.6.2. ASSOCIAÇÃO B

Composta essencialmente por arenitos e conglomerados, que se dispõem em sucessões com até 100 metros de espessura destacadas na topografia da faixa de afloramentos e em perfis geofísicos de poços. O arranjo vertical típico é de granodecrescência ascendente (Fig. 5.29), com passagem transicional para a associação C no topo. Os conglomerados basais assentam em contato erosivo sobre o embasamento, tilitos da associação A, diamictitos e pelitos da associação C ou sobre arenitos da associação D. A geometria externa da associação B é tabular a lenticular, na maioria das vezes compondo pacotes arenosos de grande extensão lateral. Em alguns casos exibem variações de espessura devido à presença de sucessões canalizadas na sua porção inferior. As fácies mais importantes são Sp/St, Sh, Sm, Gm, Gp/Gt e Gc e subordinadamente Sr, Sg, Gg, Gi, e Gh.

A presença marcante de estratificação cruzada de diferentes naturezas e dimensões é uma indicação de que correntes de fundo foram processos dominantes na deposição das fácies, promovendo a migração de formas de leito similares às de sistemas aluviais. Por outro lado, algumas fácies são típicas de fluxos com natureza gravitacional e/ou episódica, com destaque para Gc, Gg/Gi, Sm e Sg/Si, que hidrodinamicamente se inserem no universo dos fluxos subaquosos de densidade (Mulder & Alexander, 2001). Em termos gerais, pode-se argumentar que o conjunto de processos e as geometrias verificadas não coadunam com a hipótese de sedimentação fluvial típica, encaixando-se mais satisfatoriamente em modelos de fácies desenvolvidos para sistemas de *outwash* subaquosos (e.g. Rust & Romanelli, 1975; Rust, 1977; Powell & Molnia, 1989; Van de Wateren, 1994; Lonne, 1995), conforme discutido abaixo.

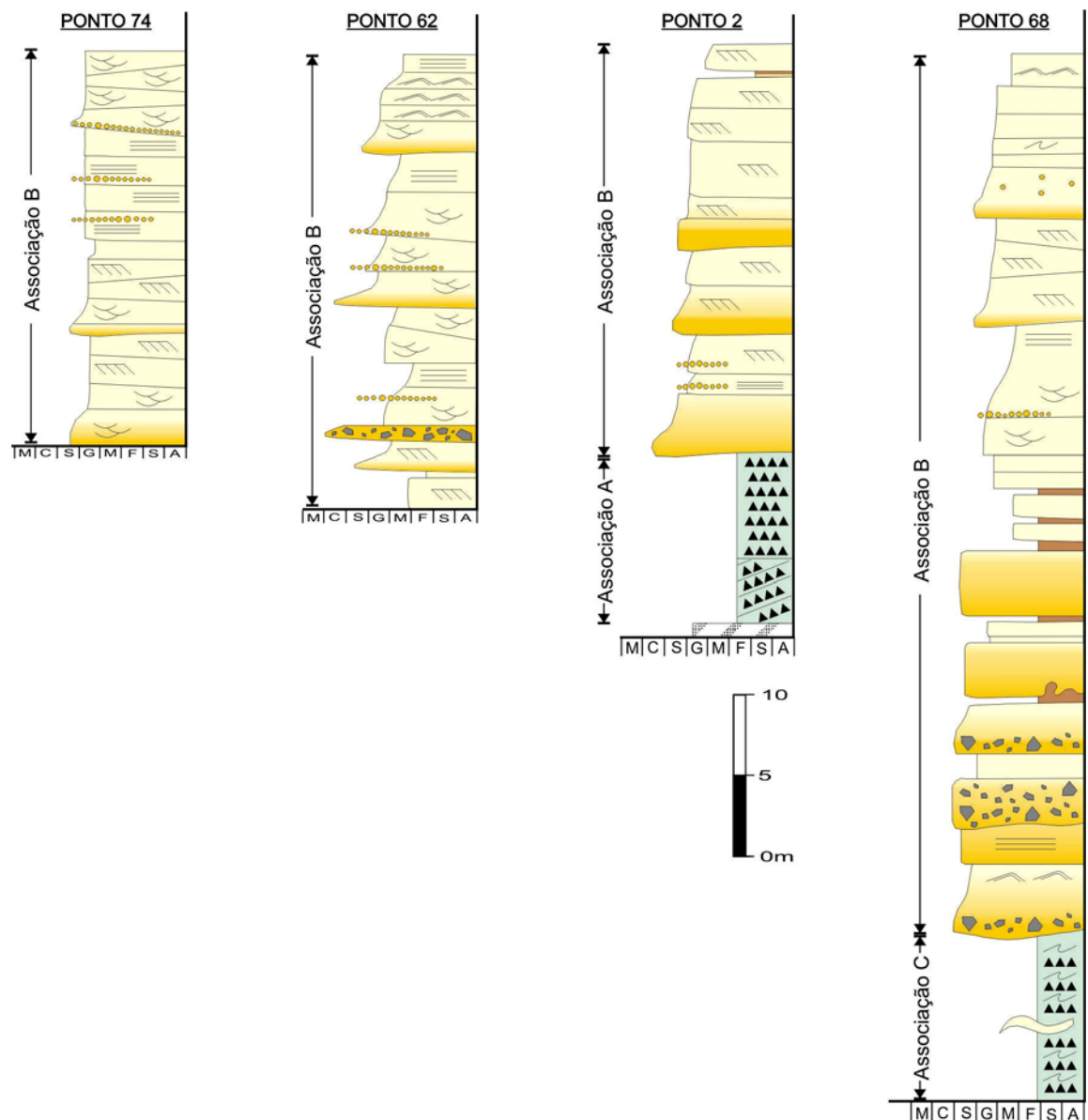


Figura 5.29 – Perfis estratigráficos ilustrando sucessões verticais de fácies típicas da associação B. Legenda na figura 5.1 (p. 78).

A interação entre correntes tracionais e fluxos de densidade altamente concentrados é característica própria de sistemas de *outwash* formados subaquaticamente. O caráter essencialmente hiperpicnal dos fluxos de água de degelo que emanam da geleira deve-se à alta concentração de partículas e à baixa temperatura das águas. Com isso, grande parte desses fluxos comportam-se como correntes de fundo (*underflows*) que podem transportar areia e cascalho por dezenas de quilômetros além das margens da geleira. Os produtos resultantes são canais, formas de leito e depósitos muito semelhantes aos que ocorrem em planícies aluviais subaéreas, porém sob a lâmina d'água (Figs. 5.30 e 5.31). O aumento da carga em suspensão gradiente abaixo combinado à turbulência parcial dos fluxos promove, no desconfinamento de canais e/ou nas zonas intercanais, a geração de fluxos concentrados e

correntes de turbidez, episódicos ou de longa duração (quase-constantes), formando arenitos lobados, maciços, gradados e/ou com *climbing ripples*. A migração lateral dos canais distributários promove a erosão dos lobos arenosos e a superposição de diferentes elementos arquitetônicos (Fig. 5.32).

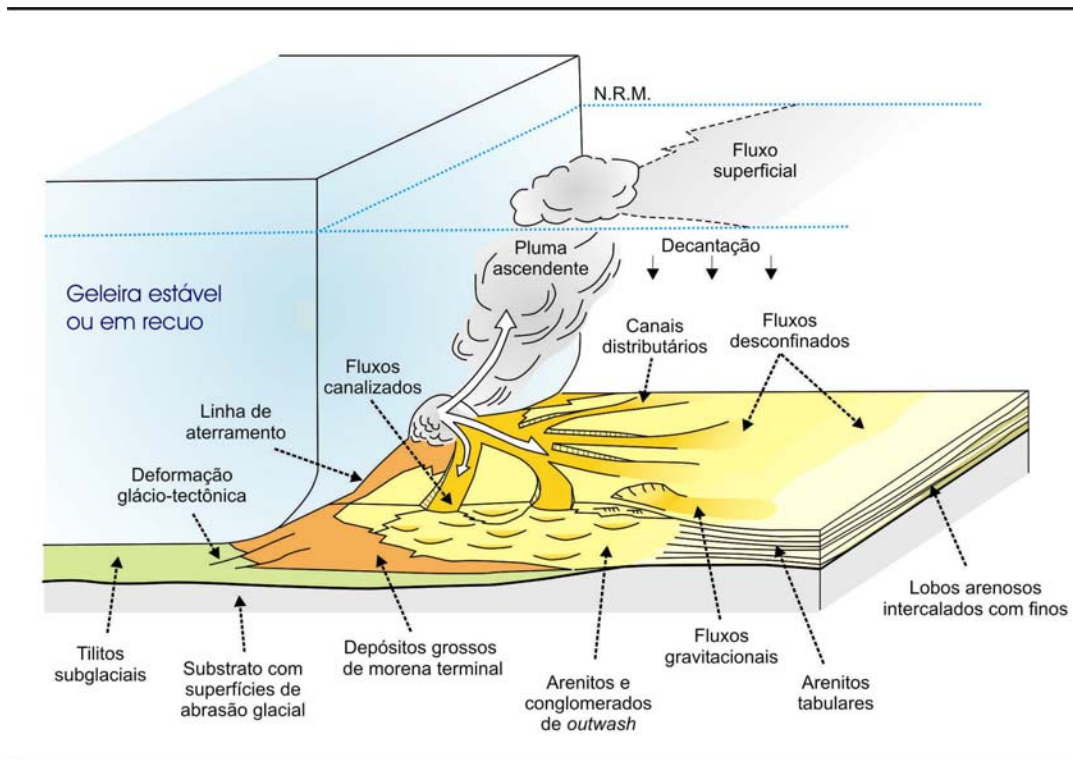


Figura 5.30 - Processos e depósitos associados a leques subaquosos de *outwash* (modificado de Powell & Molnia, 1989). Com o recuo da margem da geleira, as fácies serão empilhadas em sucessão retrogradante.

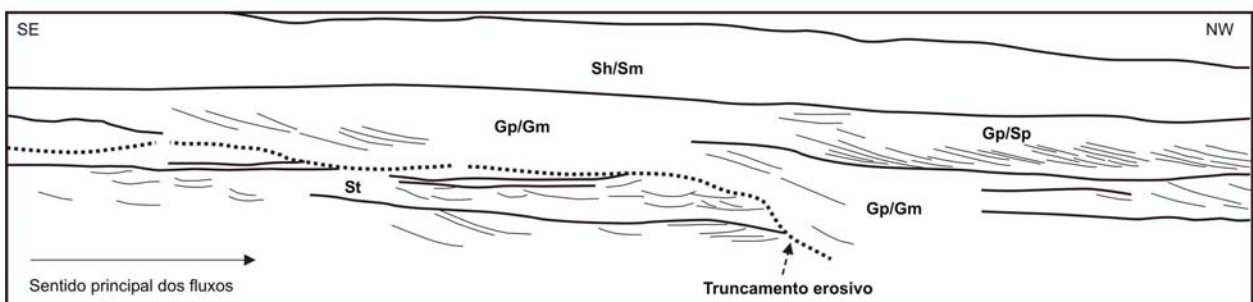
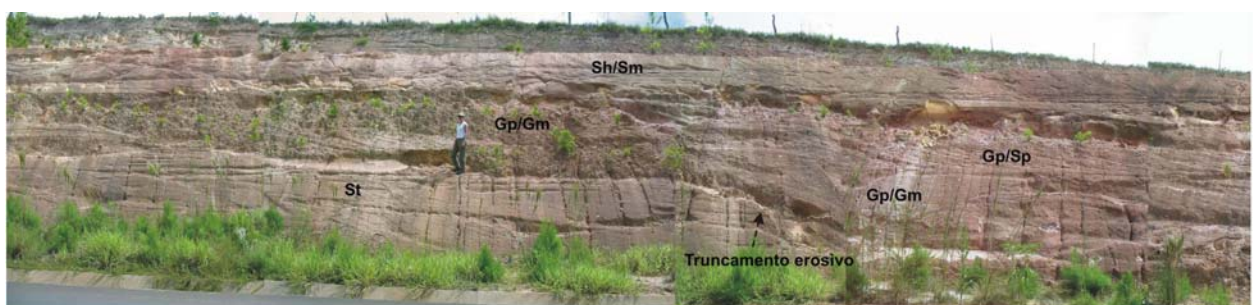


Figura 5.31 – Arenitos e conglomerados canalizados da associação B na seção Tibagi - Telêmaco Borba (ponto 82).

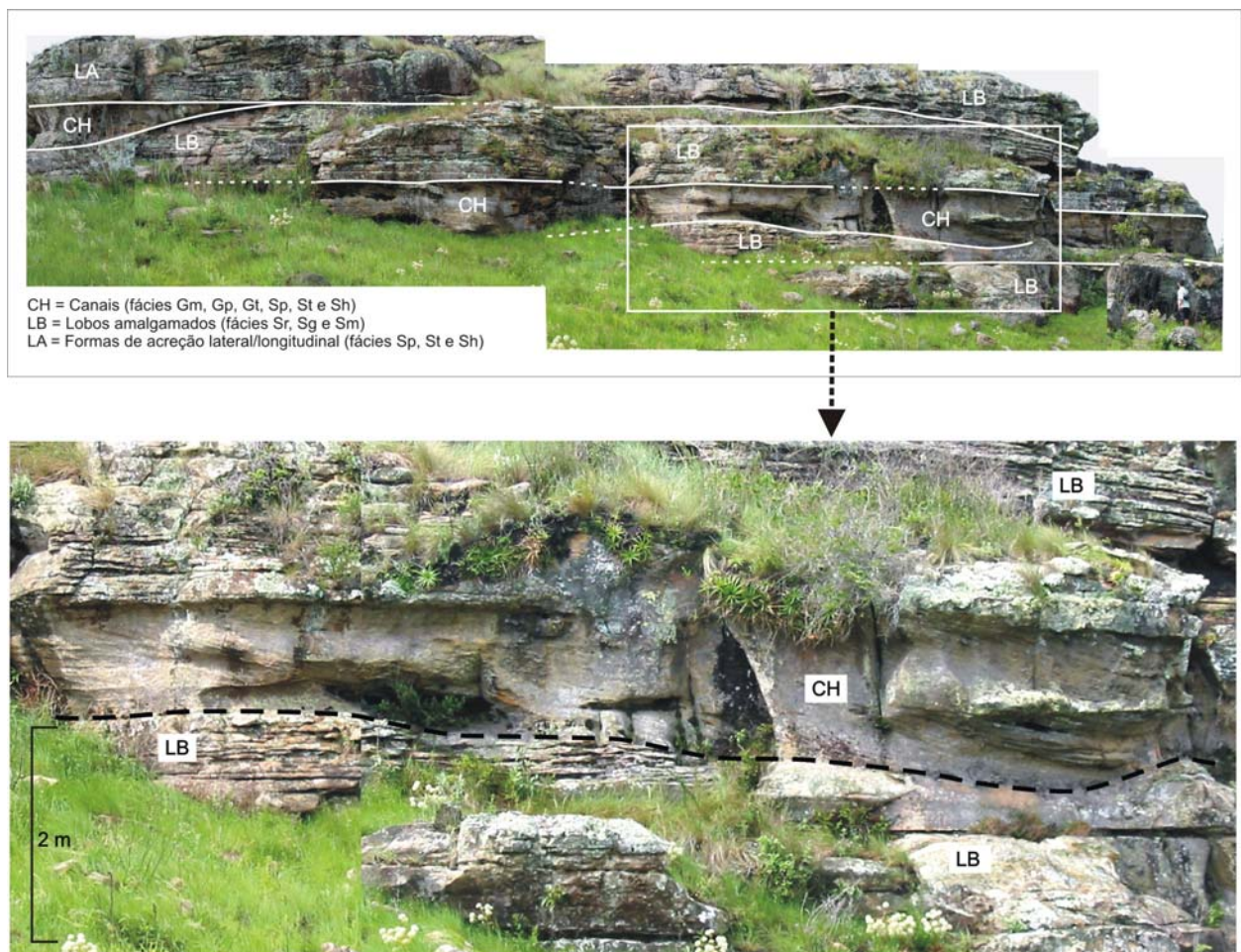


Figura 5.32 – Arquitetura da associação B na seção Lapa – São Mateus do Sul (ponto 62). No detalhe, arenitos lobados (LB) truncados erosivamente por canal (CH).

Sistemas de *outwash* subaquosos configuram leques (*outwash fans*) ou complexos formados por leques coalescentes (*outwash aprons*). O ápice dos leques situa-se junto ao desconfinamento de túneis glaciais e constitui-se de conglomerados depositados por colapso da carga detrítica mais grossa transportada por fluxos hiperconcentrados (fácies Gc). Conglomerados desorganizados, comumente com matacões suspensos na matriz de areia grossa, são sugestivos de fluxos episódicos de alta energia, governados por pulsos na descarga de água de degelo. Nos perfis levantados no Grupo Itararé, essas fácies predominam nas porções basais da associação B, o que representa o segmento proximal dos leques de *outwash*. Outros prováveis indícios de fluxos de altíssima energia são ondulações de grande porte e mega-estratificação cavalgante (fácies Sr₂), presentes nas porções inferior e média da associação, provavelmente representando a transição bacia adentro da fácies Gc. Tais fluxos podem ter sido responsáveis também pela geração de canais escavados sobre associações sotopostas, como é o caso do arenito Lapa.

Segundo Powell (1990), o desenvolvimento dos leques de *outwash* requer certa estabilidade na margem da geleira, de modo a promover alta taxa de sedimentação próximo à zona de aterramento. Em situações de lâmina d'água pouco espessa, a superfície dos leques subaquosos pode sofrer agradação até a superfície e dar origem a *topsets* subaéreos (*ice-contact deltas*). Além disso, oscilações no nível da água podem resultar na intercalação entre *outwash* subaquoso e subaéreo numa mesma sucessão de fácies. Nesse contexto, estruturas indicando retrabalhamento por ondas seriam de ocorrência comum.

Leques de *outwash* possuem taludes deposicionais íngremes devido à alta taxa de sedimentação (Powell & Molnia, 1989; Lonne, 1995). Depósitos associados a esses gradientes são extremamente instáveis e susceptíveis a remobilização, gerando *foresets* inclinados constituídos por depósitos de fluxos gravitacionais (Fig. 5.33), com ciclos de fácies Gg-Sg. Esses fluxos podem evoluir bacia adentro para correntes de turbidez, gerando arenitos maciços/gradados nas franjas dos leques.

As porções mais distais dos leques de *outwash* exibem depósitos tabulares (lobos), comumente com laminação plano-paralela e ondulações de corrente, formados por fluxos espalhados (*sheet-flows*). Essas fácies representam a parte superior do empilhamento da associação B e retratam o caráter retrogradante da sedimentação controlado pela retração dos leques como consequência do recuo da margem da geleira.

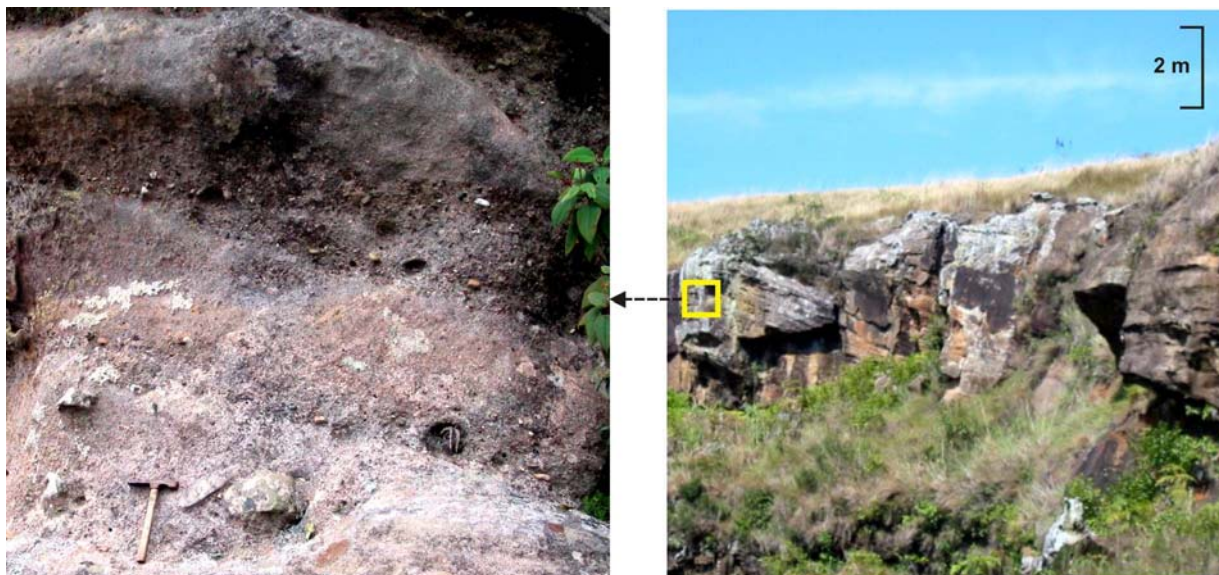


Figura 5.33 – Estratos areno-conglomeráticos gradados (Gg-Sg) da associação B, dispostos em *foresets* íngremes, e representando fluxos gravitacionais nos taludes deposicionais de leques subaquosos de *outwash* (ponto 59). Notar grande espessura do conjunto de *foresets*.

5.6.3. ASSOCIAÇÃO C

Associação heterogênea, com predomínio de fácies pelíticas, mas ainda com freqüentes intercalações arenosas. Dispõe-se em contato gradativo sobre a associação B ou raramente

em contato abrupto sobre a associação A. O arranjo vertical de fácies é em grande parte granodecrescente, envolvendo a típica sucessão arenitos-diamictitos-ritmitos-folhelhos, muitas vezes em ciclos repetitivos (Figs. 5.34 e 5.35). Em alguns casos esse padrão se inverte e adquire perfil de granocrescência ascendente. Fácies típicas dessa associação incluem diamictitos maciços, gradados e estratificados (Dm, Di/Dg, Ds-r e Ds-c), ritmitos (Rg e Rg-d), folhelhos (Fl e Fl-d) e lamitos maciços (Fm). Os arenitos são principalmente maciços, gradados, com laminação plano-paralela ou laminação cruzada cavalgante e ocorrem no geral como camadas tabulares intercaladas com fácies pelíticas (Fig. 5.36).

A influência glacial na associação C, ainda que indireta, é nítida em várias fácies, tendo em vista a presença de clastos estriados e facetados nos diamictitos, bem como a ocorrência de clastos caídos de gelo flutuante nas fácies Rg-d e Fl-d. O conjunto de processos interpretados indica sedimentação num contexto glácio-marinho (Fig. 5.37). Essa interpretação é corroborada pela ocorrência de jazigos fossilíferos em fácies dessa associação, como nas localidades de Mafra, Campo do Tenente, Guaraúna, Itaporanga, dentre outras, descritas em trabalhos anteriores. Segundo o modelo de Eyles et al. (1985), diamictitos depositados em ambiente glácio-marinho são originados pela participação de pelo menos três processos, ressedimentação mediante fluxos de detritos coesivos, chuva de detritos e tração relacionada a correntes de fundo. As várias possibilidades de combinação entre esses três processos produzem diamictitos com características distintas e associações de fácies típicas, conforme sintetizado na figura 5.38.

Estruturas de deformação penecontemporânea são muito freqüentes e podem ocorrer associadas a todas as fácies da associação C. Segundo levantamentos específicos realizados por Vesely et al. (2005), podem ser identificados pelo menos quatro estilos deformacionais conforme o grupo de estruturas predominantes: 1) falhas normais e basculamento de camadas; 2) superfícies de deslizamento interestratal e dobras; 3) sobrecarga, diapirismo e dobras; 4) dobras e falhas de empurrão. Nas duas primeiras categorias predomina o regime distensivo enquanto que nas demais a deformação é essencialmente compressiva (Fig. 5.39).

Tais estruturas estão relacionadas a movimentos de massa (escorregamentos e deslizamentos) sucedidos em ambiente glácio-marinho. As relações espaciais entre os vários tipos de estilos deformacionais não são bem esclarecidas devido à carência de exposições contínuas. A interpretação é de que estruturas de regime distensivo, como falhas lítricas, tenham atuado como mecanismo iniciador dos movimentos de massa. A evolução do fluxo e a suavização do gradiente ocasionaram deformações em regime compressivo, combinando sobrecarga de sedimentos e tensão cisalhante. Devido à ausência de depósitos glaciogênicos (tilitos) e superfícies de abrasão glacial associados às estruturas deformacionais, não há elementos para assumir uma origem glácio-tectônica para as feições compressivas.

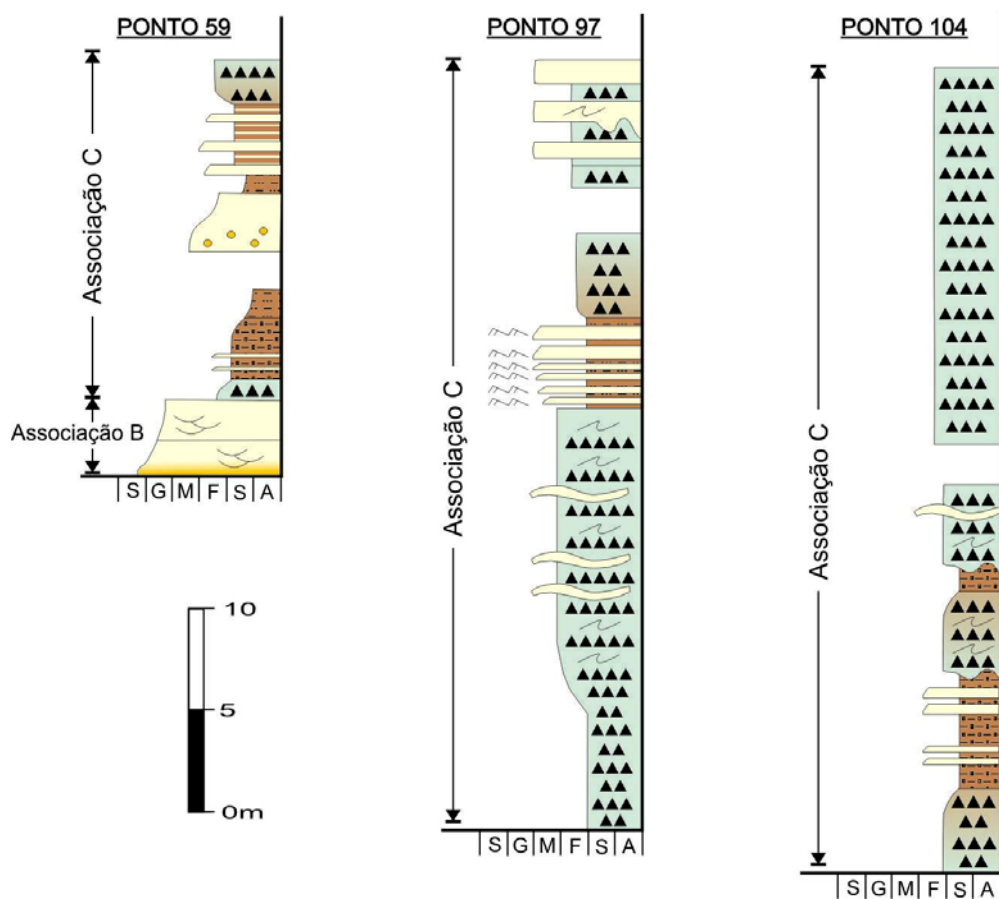


Figura 5.34 – Perfis estratigráficos ilustrando sucessões verticais de fácies típicas da associação C. Legenda na figura 5.1 (p. 78).



Figura 5.35 – Sucessão retrogradante de fácies típica da associação C, composta da base para o topo por arenitos maciços (Sm), ritmitos areia/lama (Rg) e folhelhos (Fi). Afloramento na seção Ventania – Ibaiti (ponto 174).



Figura 5.36 – Bancos tabulares de arenitos turbidíticos intercalados com horizontes argilosos na associação C e sectionados por falhas NW (seção Ponta Grossa – Imbaú, ponto 172).

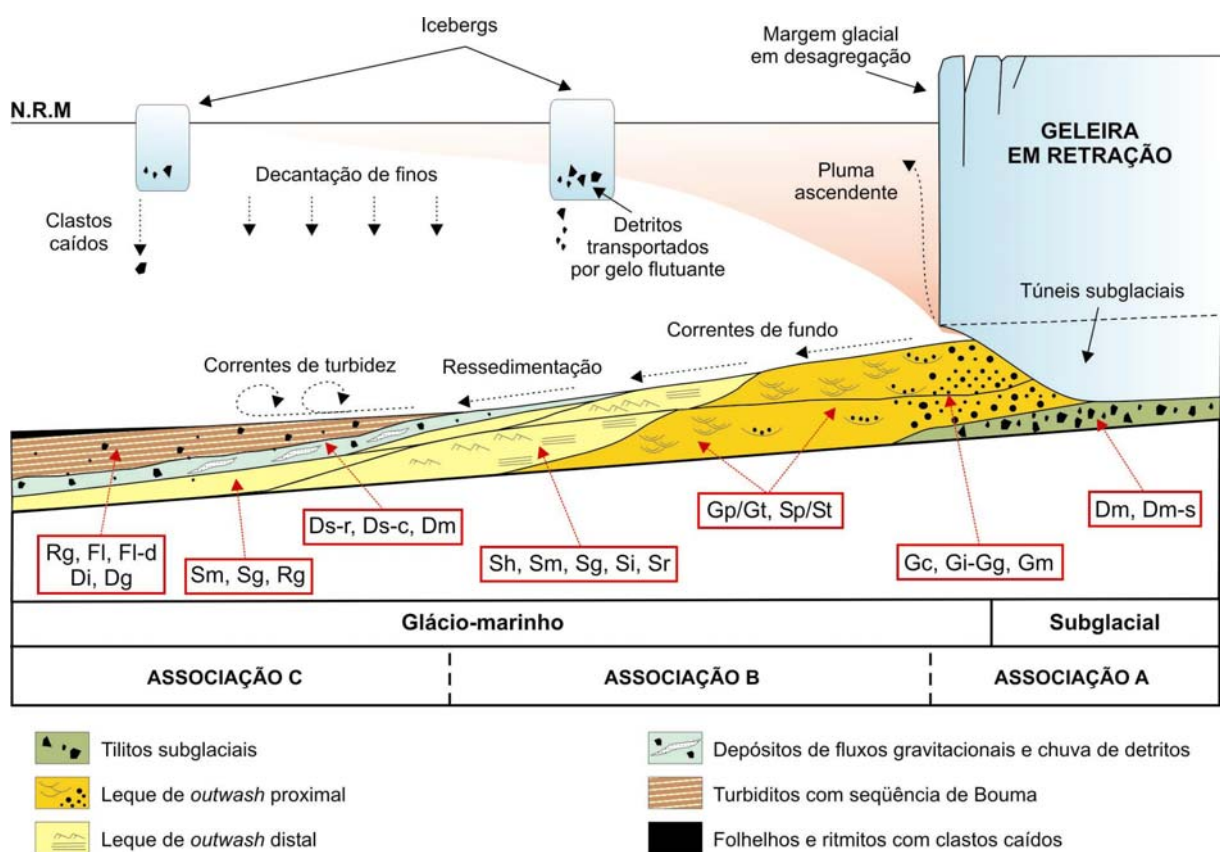


Figura 5.37 – Modelo deposicional para a sedimentação glácio-marinha do Grupo Itararé, com referência às associações A, B e C e suas respectivas fácies.

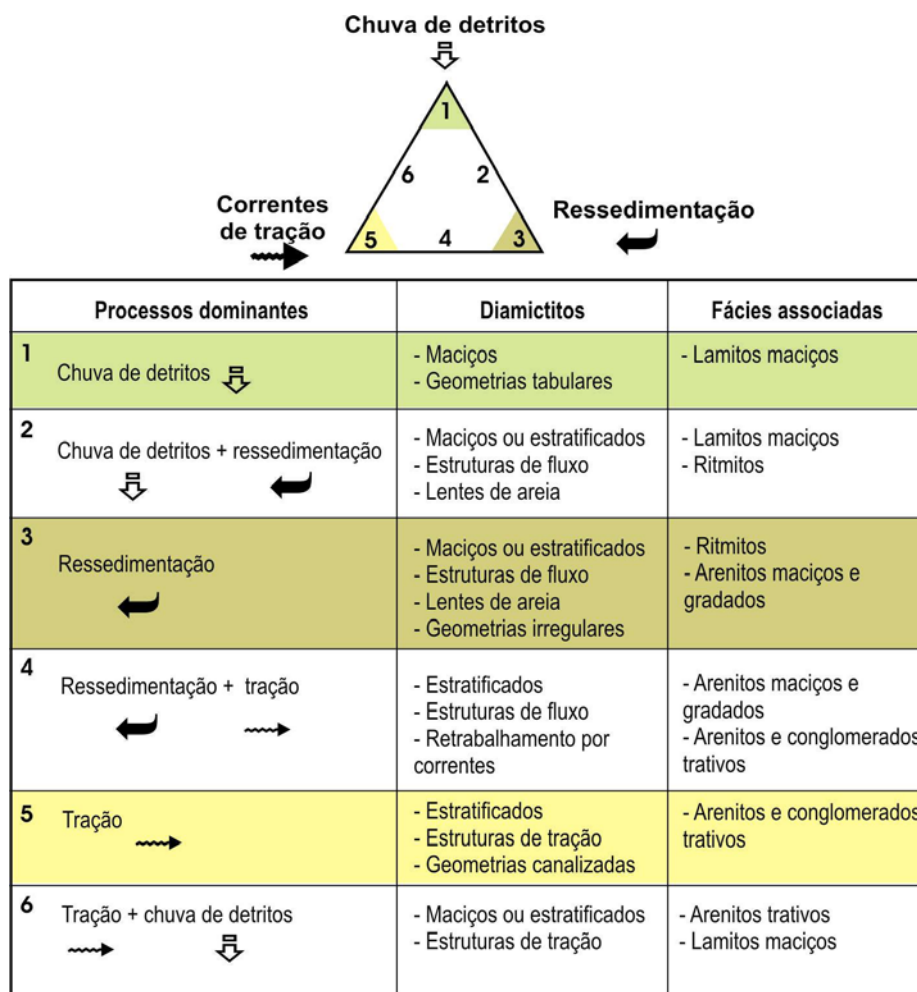


Figura 5.38 – Diagrama com os processos atuantes na deposição de diamictitos e fácies associadas em ambiente glácio-marinho (adaptado de Eyles et al., 1985).

Segundo Martinsen (1994), deslizamentos (*slides*) e escorregamentos (*slumps*) são movimentos gravitacionais de massa desenvolvidos sobre uma superfície de deslocamento nítida. Os dois processos ocorrem interconectados gradiente abaixo e o principal critério de distinção é o grau de deformação interna, menor nos deslizamentos e maior nos escorregamentos. A incidência desses movimentos de massa tem sido verificada tanto em taludes de bacias tectonicamente ativas quanto associada ao gradiente de frentes deltaicas em diferentes contextos tectônicos. À medida que há incremento de água do sistema, os escorregamentos ganham plasticidade e a massa perde coerência, evoluindo para fluxos de detritos coesivos ou granulares e posteriormente correntes de turbidez (cf. Hampton, 1972).

Depósitos relacionados a todos esses mecanismos são verificados na associação de fácies C e definem um espectro contínuo de processos gravitacionais ligados à ressedimentação de material detrítico liberado no degelo, assim como admitido em trabalhos anteriores (e.g. Gama Jr. et al., 1992; Eyles et al., 1993).

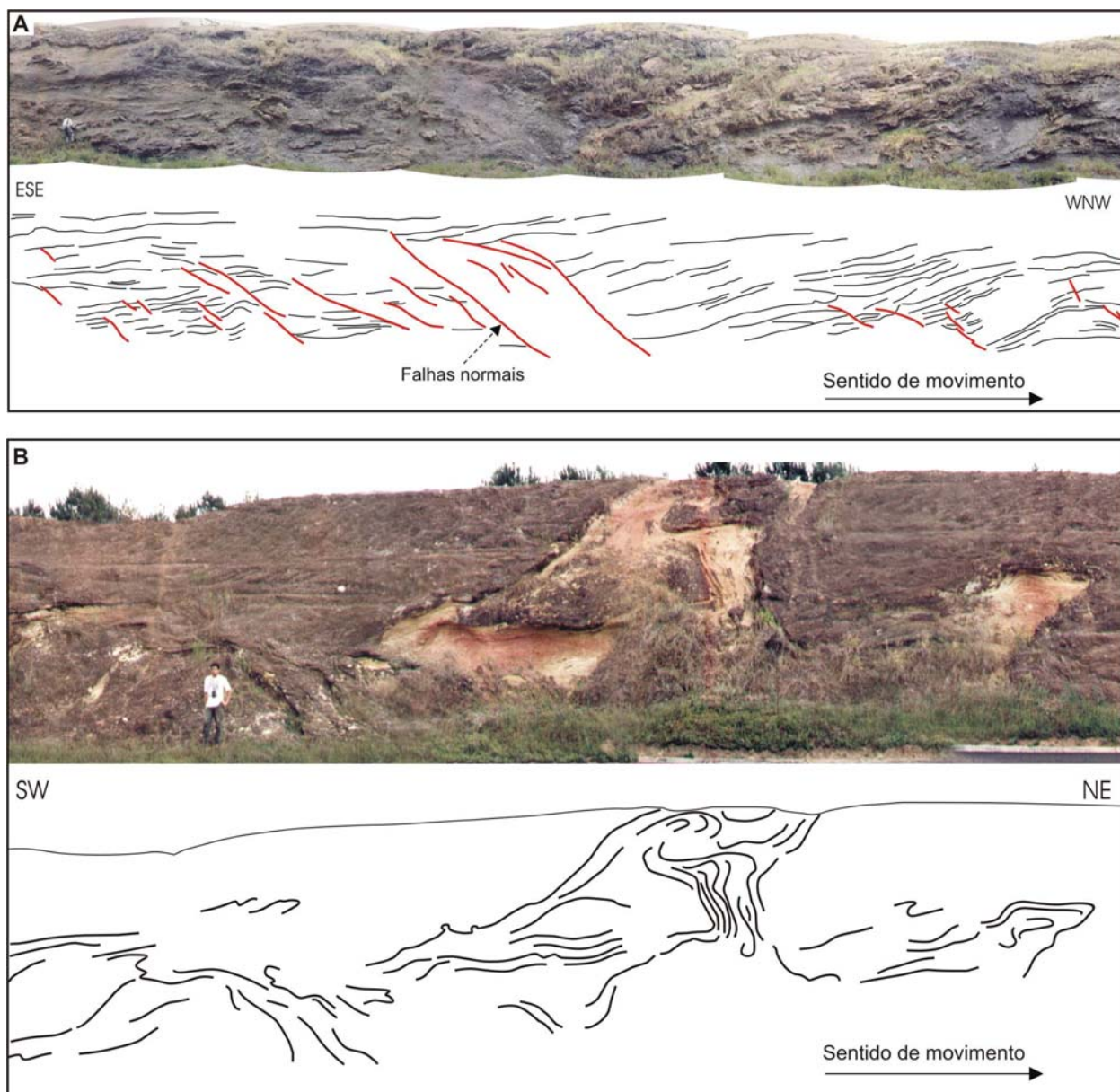


Figura 5.39 – Estruturas de deformação penecontemporânea associadas a movimentos gravitacionais de massa na associação C. A) Estilo estrutural distensivo, com basculamento de camadas e falhas normais lítricas (ponto 132). B) Estilo estrutural compressivo, com dobras associadas a diápiros de folhelho (ponto 179).

A causa da instabilidade que desencadeou os movimentos de massa é tema polêmico e duas hipóteses podem ser aventadas. Na primeira, sugere-se que atividade tectônica penecontemporânea à sedimentação tenha ocasionado aumento do gradiente e reativação de discontinuidades do embasamento, ocasionando desestabilização da pilha sedimentar. Em uma segunda hipótese, a causa dos movimentos de massa pode ser atribuída à instabilidade gerada pela alta taxa de sedimentação típica de ambientes proglaciais subaquosos. Nesse caso, o gradiente necessário é gerado nos taludes deposicionais íngremes de leques de *outwash* com geometria tipo Gilbert (Lonne, 1995). O mais provável é que os dois fatores tenham atuado em conjunto.

Com a análise da orientação dos vários tipos de estruturas penecontemporâneas, foram obtidos dados azimutais que apontam o sentido dos movimentos de massa. Os azimutes dos mergulhos de planos de falhas e superfícies de deslizamentos e a vergência das dobras mostram uma pequena dispersão, mas indicam movimentação gravitacional preferencialmente de sul para norte, variando de WNW (azimute 273) até ENE (azimute 62).

Apesar dos vários indícios de processos induzidos por deslizamentos episódicos, alguns arenitos turbidíticos presentes nessa associação sugerem a influência de fluxos de turbidez quase-constantemente associados a correntes hiperpicnais. A abundância de laminação plano-paralela e ondulações de corrente, muitas vezes em sucessões amalgamadas (ver figura 5.10-A), a grande espessura de algumas camadas de arenitos (> 1 m), bem como a alternância entre níveis laminados e ondulados numa mesma camada, são características comumente observadas em depósitos de fluxos de turbidez hiperpicnais, também conhecidos como hiperpicnitos (Mulder et al., 2001, 2002, 2003; Mutti et al., 2003; Plink-Bjorklund & Steel, 2004; Zavala et al., 2006). Esses fluxos são de longa duração, no geral com fases crescente e minguante (*waxing-waning flows*), e sujeitos a oscilações de velocidade em função do regime hídrico dos sistemas aluviais alimentadores.

5.6.4. ASSOCIAÇÃO D

Compreende sucessões com espessuras no geral inferiores a 30 m. Dispõe-se em contato transicional sobre a associação C e é superposta em contato erosivo por tilitos da associação A ou conglomerados da associação B. No topo do Grupo Itararé, essa associação aparece muitas vezes em contato direto com a Formação Rio Bonito. O perfil vertical típico é de granocrescência e espessamento das camadas de areia para o topo (Fig. 5.40), sugerindo empilhamento de caráter progradante. A associação de fácies diferencia-se das demais por conter feições indicativas de fluxo oscilatório (fácies Shc e Sl) e níveis com vegetais fósseis bem preservados e/ou sedimentos carbonosos.

A não ser por raros diamictitos de *ice-raft* e alguns clastos caídos em pelitos, a influência glacial nessa associação de fácies é aparentemente pequena e provavelmente restringiu-se à existência de lobos glaciais localizados e *icebergs*. Não se descarta a possibilidade, entretanto, de que grandes geleiras ocupavam áreas emersas e atuavam como agentes fornecedores de detritos para os deltas, a partir de sistemas de *outwash* terrestres. No entanto, fácies glácio-continentais não foram verificadas, provavelmente devido ao seu baixo potencial de preservação.

Os estratos arenosos das fácies Shc, Sl, Sr, Sp e Ss nessa associação apresentam geometria em cunha, sigmóide, tabular ou com base plana e topo convexo (lobos). Definem corpos de espessura decimétrica a métrica e intercalam-se com níveis lamíticos (Fm ou Fl) ou diamictíticos (Dm). No ponto 4, um dos mais representativos dessa associação, o acunhamento

dos estratos arenosos e as paleocorrentes revelam fluxo para WNW (Fig. 5.41), compatível com o sentido das correntes de *outwash*, paleofluxo glacial e direção dos movimentos gravitacionais de massa medidos nas demais associações. A direção média das cristas de ondulações simétricas segue o azimuth 220, sugerindo paleolinha de costa com direção grosso modo sudoeste-nordeste. Nessa mesma localidade, estruturas de deformação penecontemporânea ocorrem em arenitos do topo da associação, logo abaixo do seu contato erosivo com conglomerados da associação B.

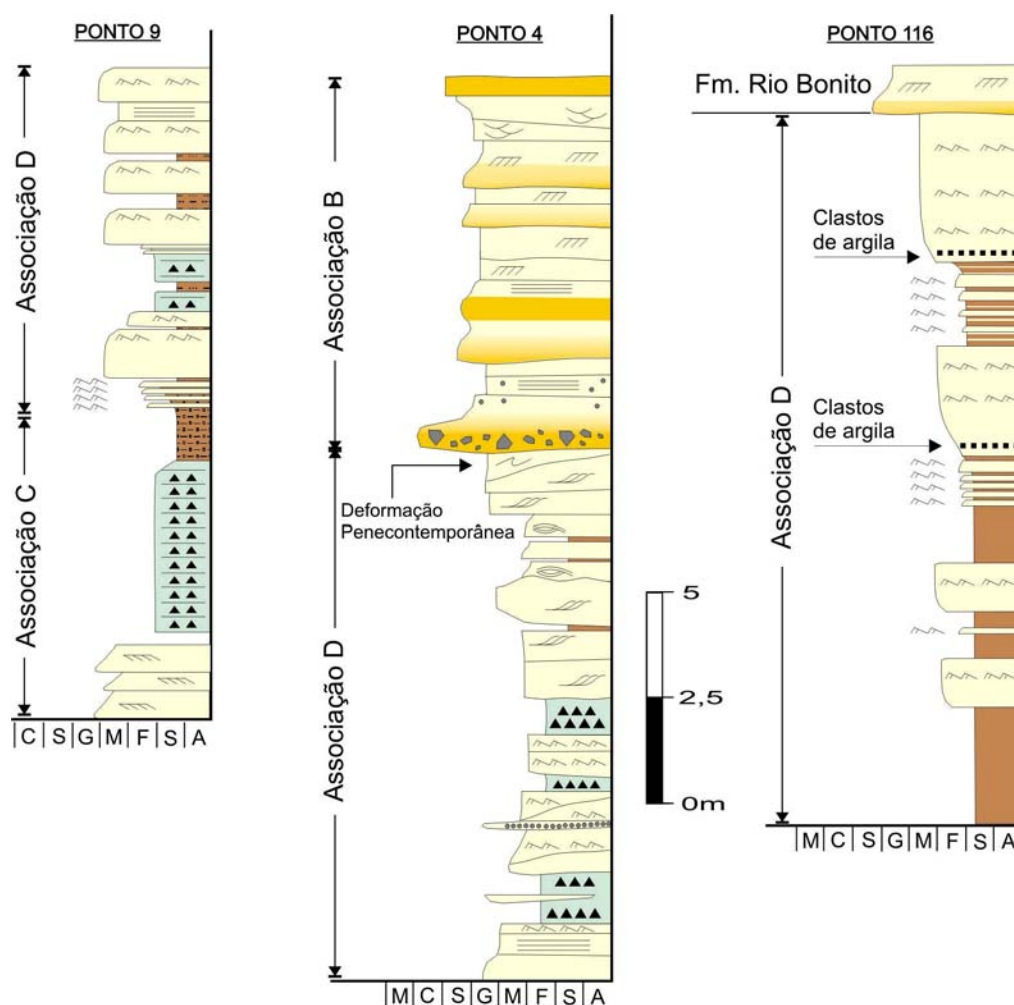


Figura 5.40 – Perfis estratigráficos ilustrando sucessões verticais de fácies típicas da associação D. Legenda na figura 5.1 (p. 78).

As fácies presentes e o padrão de empilhamento indicam que a associação D se insere num contexto de sedimentação marinha rasa a continental, de natureza regressiva, provavelmente representando eventos de progradação deltaica em ambiente pro a periglacial. Corpos sigmóides representam barras de desembocadura e ocorrem associados com barras costeiras construídas por ação de ondas na zona de espriamento, essas últimas

representadas por fácies Sl e Sh. A relação íntima entre esses depósitos implica numa dinâmica sedimentar de deltas caracterizados pela interação rios/ondas, conforme o modelo de Elliot (1986). É sugestivo que ondas foram capazes de redistribuir, pelo menos parcialmente, os sedimentos supridos pelos rios, mesmo sob condições de grande descarga fluvial. Corpos arenosos com estratificação *hummocky*, laminação plano-paralela e ondulações cavalgantes representam depósitos mais distais em relação à linha de costa e podem ser tentativamente interpretados como lobos de frente deltaica dominados por inundações de acordo com o modelo de Mutti et al. (2003), conforme sugerido anteriormente por Della Fávera et al. (2003). Fácies heterolíticas com acamamento lenticular/ondulado representam as franjas distais dos lobos e apresentam indícios de fluxo combinado, provavelmente devido a fluxos hiperpicnais interferidos por ondas.

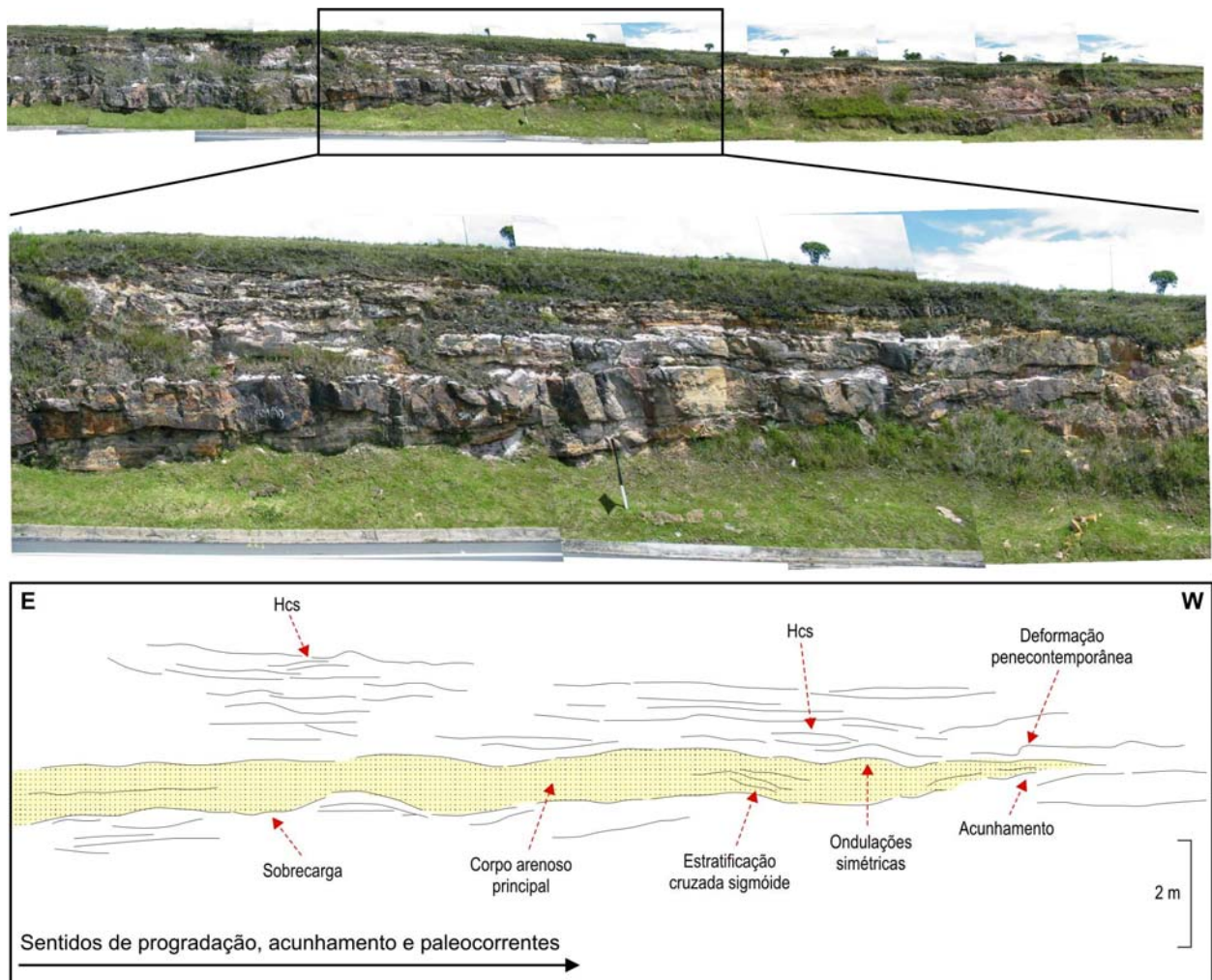


Figura 5.41 – Fotomosaico da associação D em São Luiz do Purunã (ponto 4). Barras arenosas lenticulares com empilhamento progradacional. Notar acunhamento das barras para oeste (da esquerda para a direita na foto), indicando o sentido de progradação das fácies.

A preservação de vegetais fósseis e níveis carbonosos indica que as condições climáticas eram mais amenas, possivelmente com processos glaciais apenas na estação fria.

Em alguns afloramentos, estratos heterolíticos com restos vegetais e retrabalhamento por ondas dispõem-se diretamente sobre diamictitos glácio-marinhos (Fig. 5.42). Esse contexto pode ter sido análogo à história sedimentar dos últimos milhares de anos na Baía de Hudson, no Canadá, onde deltas e depósitos costeiros associados progradaram sobre sedimentos glaciais. Na região costeira da baía, extensas turfeiras ocorrem hoje sobrepostas a diamictitos formados na última fase de avanço glacial. Aventa-se a hipótese de que as ocorrências de carvão “interglaciais” no Grupo Itararé (Martini & Rocha-Campos, 1991), como em Buri e Monte Mor, no estado de São Paulo, estejam no contexto da associação D e que as condições favoráveis para a formação de depósitos carbonosos repetiram-se várias vezes durante a sedimentação da unidade em função dos ciclos glaciais.



Figura 5.42 – Camadas da associação D no topo do Grupo Itararé em Tomasina. Depósitos retrabalhados por ondas e com restos vegetais intercalados com ritmitos e diamictitos subaquosos. Legenda na figura 5.1.

6. SUPERFÍCIES ESTRIADAS E PALEOFLUXO GLACIAL

Este capítulo é dedicado à análise de superfícies estriadas produzidas por geleiras no Permocarbonífero da Bacia do Paraná (Tab. 6.1). O termo genérico “superfície estriada” é aqui utilizado num sentido amplo para descrever superfícies que contêm feições de erosão glacial, tais como estrias, sulcos, cristas e outras estruturas subordinadas (ver figura 4.2). Para superfícies estriadas desenvolvidas sobre substratos rígidos, será utilizado o termo “pavimento estriado”.

Parte do conteúdo deste capítulo encontra-se já publicada em trabalhos prévios do autor e colaboradores, tais como Vesely & Assine (1999, 2002). A partir da caracterização detalhada das superfícies, sua interpretação e análise do condicionamento estratigráfico, pretende-se contribuir para a determinação dos sentidos de paleofluxo glacial e padrões de preenchimento da bacia durante a deposição do Grupo Itararé. Ênfase é dada aos sítios de ocorrências de estrias e sulcos presentes no sudeste do estado do Paraná, parte deles já documentados e mapeados por Bigarella et al. (1967) e reexaminados no presente trabalho. Dos sítios descritos, um é inédito para a comunidade geológica, situando-se na área do Parque Estadual de Vila Velha.

No âmbito regional, Gesicki et al. (2002) apresentou uma revisão de todas as localidades contendo estrias e sulcos glaciais na Bacia do Paraná já documentadas e, a partir da sua representação em mapa, sugeriu fluxo glacial preferencialmente de sudeste para noroeste em toda a bacia (Fig. 6.1).

6.1. ESTRIAS E SULCOS SOBRE A FORMAÇÃO FURNAS

Dezenas de ocorrências de pavimentos estriados de origem glacial sobre arenitos da Formação Furnas foram relatadas e mapeadas por Bigarella et al. (1967), a maioria delas nas folhas de Quero-Quero, Porto Amazonas, Contenda e Araucária, no sudeste do Paraná. As estrias e sulcos foram esculpidos sobre a superfície de discordância que limita o substrato devoniano dos estratos basais do Grupo Itararé (discordância pré-Pensilvaniano). A superfície encontra-se no geral plana e com mergulho estrutural de 5 a 15 graus para o quadrante SW e localmente para NE (Fig. 6.2). Três pavimentos estriados foram examinados, sendo dois na localidade de Witmarsum (Município de Palmeira) e outro na margem direita do Rio Tibagi, cerca de 3 km a norte da ponte na BR-376 (ponto 30).

Os pavimentos de Witmarsum incluem, além do afloramento clássico descrito por Bigarella et al. (1967) e atualmente cadastrado como sítio de interesse geológico por iniciativa da Minerais do Paraná S/A (ponto 75a), outra ocorrência situada aproximadamente 7 km a noroeste da anterior (ponto 75b). As duas superfícies apresentam características semelhantes, contendo estrias e sulcos retilíneos, com 3 a 15 cm de largura e até 5 cm de profundidade (Fig. 6.3). O espaçamento entre as estrias/sulcos é muito variável e pode atingir até 1 m, formando

cristas (*ridges*) bem desenvolvidas (Fig. 6.4). A direção das feições lineares varia entre os azimutes 346° e 360°, sugerindo paleofluxo glacial paralelo ao eixo norte-sul.

Tabela 6.1 – Síntese das principais ocorrências de superfícies estriadas na Bacia do Paraná. Destacadas em cinza as localidades examinadas neste capítulo, incluindo a ocorrência inédita de Vila Velha.

SUPERFÍCIES ESTRIADAS NO SUBSTRATO PRÉ-CARBONÍFERO					
	FONTE	TIPO DE FEIÇÃO	LOCALIZAÇÃO		PALEOFLUXO INDICADO
1	Barbosa (1940)	Estrias sobre o embasamento pré-cambriano	São Bento do Sul	SC	335°
2	Almeida (1948)	Estrias em rocha <i>moutonnée</i> do embasamento pré-cambriano	Salto	SP	335°
3	Bigarella et al. (1967)	Estrias sobre arenitos da Formação Furnas	Palmeira	PR	358°
4	Rocha-Campos et al. (1988)	Estrias sobre o embasamento pré-cambriano	Alfredo Wagner	SC	327°
SUPERFÍCIES ESTRIADAS INTRAFORMACIONAIS NO GRUPO ITARARÉ					
	FONTE	TIPO DE FEIÇÃO	LOCALIZAÇÃO		PALEOFLUXO INDICADO
5	Rocha-Campos et al. (1976)	Estrias em pavimento de clastos	Capivari	SP	323°
6	Tomazelli & Soliani (1982)	Estrias em arenitos conglomeráticos	Cachoeira do Sul	RS	360°
7	Tomazelli & Soliani (1982)	Estrias e sulcos em diamictitos	Pinheiro Machado	RS	015°
8	Caetano-Chang et al. (1990)	Estrias e sulcos em diamictitos	Itararé	SP	330°
9	Santos et al. (1992)	Estruturas de arrasto de <i>icebergs</i> em ritmitos	Trombudo Central	SC	295°
10	Gesicki et al. (1996)	Estrias e sulcos em arenitos e diamictitos	Rio Estrela	MS	332°
11	Gesicki et al. (1996)	Estrias e sulcos em arenitos e diamictitos	Cipolândia	MS	335°
12	Riccomini & Velázquez (1999)	Estrias em arenitos	Paraguai		035°
13	d'Ávila (1999)	Estrias em arenitos	Campo do Tenente	PR	360°
14	Vesely & Assine (2002)	Estrias e sulcos em arenitos	Palmeira	PR	341°
15	Trosdorf et al. (2005)	Sulcos sobre diamictitos	S.L. do Purunã	PR	002°
16	Este trabalho	Sulcos sobre arenitos	Ponta Grossa	PR	010°

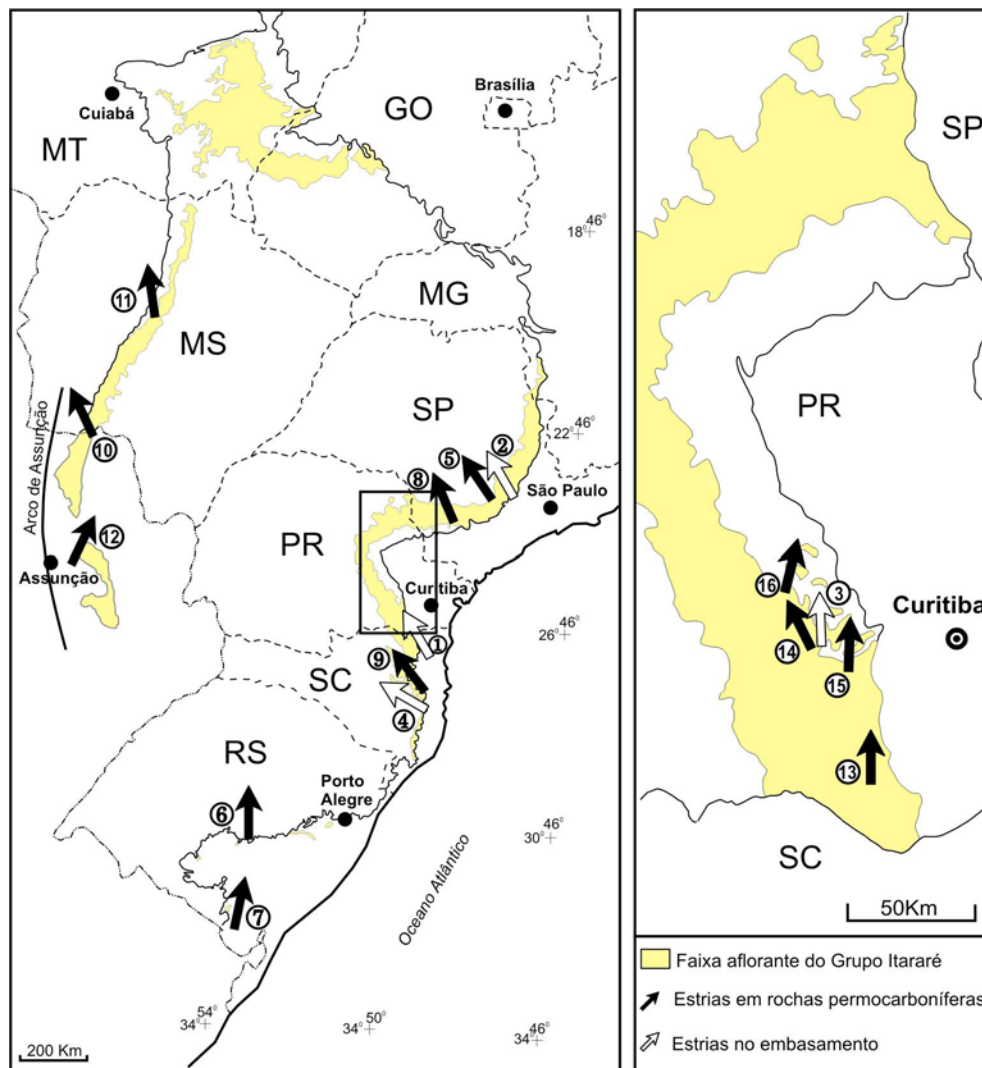


Figura 6.1 – Localização e paleofluxo glacial indicado pelas principais ocorrências de superfícies estriadas associadas à glaciação permocarbonífera na Bacia do Paraná (modificado de Gesicki et al., 2002 e Vesely & Assine, 2002). Os números referem-se às ocorrências citadas na tabela 6.1.

Sobre as superfícies assentam diamictitos cinzentos ou avermelhados de matriz siltico-arenosa, maciços, mas por vezes com desenvolvimento de foliação por cisalhamento sinsedimentar (fácies Dm-s). As características texturais e a relação direta com as estrias e sulcos sotopostos sugerem que esses depósitos representam tilitos subglaciais típicos, depositados sob intensa pressão e cisalhamento durante o avanço glacial (tilito de alojamento) ou de modo passivo devido ao lento degelo (tilito de ablação), constituindo o que foi denominado de associação de fácies A (ver capítulo 5).

No ponto 75b os tilitos são de geometria lenticular, apresentam espessura máxima de 2,5 m e são superpostos em contato erosivo por arenitos conglomeráticos de *outwash* (associação de fácies B) com estratificação plano-paralela (fácies Sh). Lateralmente, os tilitos sofrem acunhamento até desaparecer por completo, de modo que os arenitos Sh passam a dispor-se diretamente sobre a Formação Furnas (Fig. 6.5). A outra extremidade do corpo de

tilitos não pode ser observada devido à descontinuidade do afloramento, mas sua geometria sugere confinamento numa depressão ou calha alongada e com dezenas de metros de largura, cujo eixo é aparentemente subparalelo às estrias e sulcos. Essa depressão pode ser tentativamente interpretada como uma forma de erosão subglacial de grandes dimensões, tais como mega-sulcos abundantes nas planícies deglaciadas do Canadá (e.g. Shaw, 1994). A origem dessas grandes feições erosivas entalhadas em substratos rochosos pode ser considerada abrasão glacial ou erosão por fluxos subglaciais catastróficos de água de degelo, sendo que muita discussão existe entre os defensores dessas duas hipóteses.

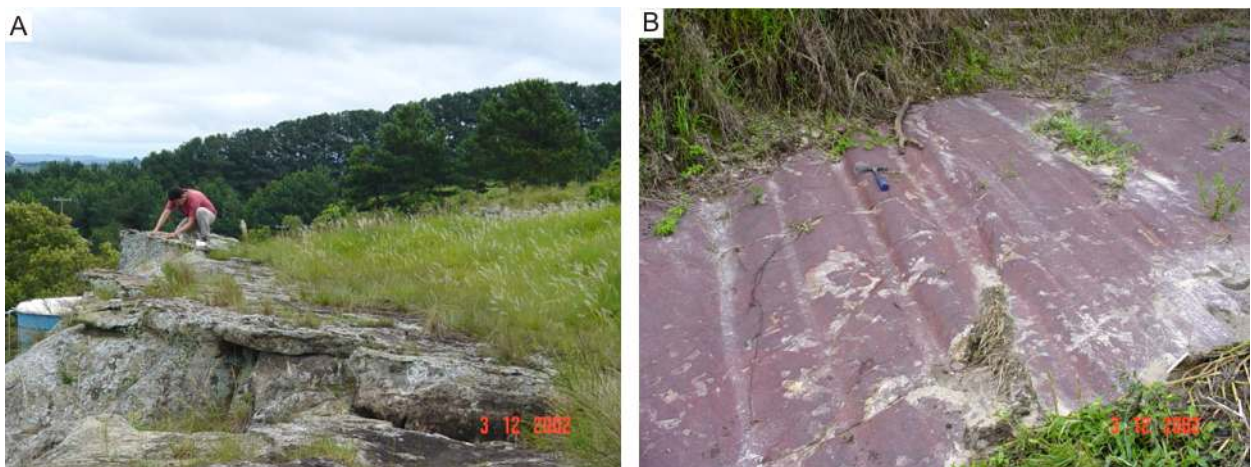


Figura 6.2 – Superfície de topo da Formação Furnas na região de Witmarsum: A) superfície plana e inclinada cerca de 10° (ponto 75b); B) aspecto geral do pavimento estriado do ponto 75a, mostrando estrias, sulcos e cristas lineares e retilíneos.



Figura 6.3 – Vista detalhada de uma crista (*ridge*) bem desenvolvida no pavimento estriado do ponto 75a.



Figura 6.4 – A) diamictito maciço superposto ao pavimento estriado (ponto 75a), martelo como escala; B) detalhe do diamictito, com matriz siltico-arenosa, alta coesão e imaturidade textural/mineralógica (ponto 75b).

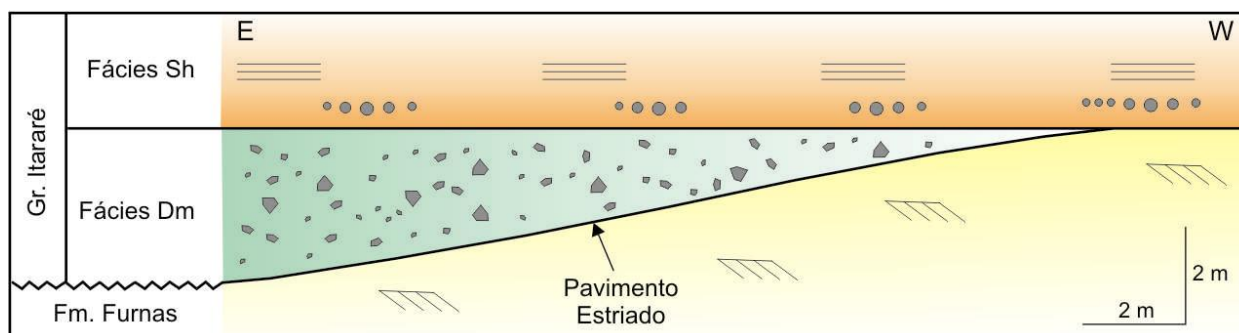


Figura 6.5 – Diagrama esquemático das relações estratigráficas entre as fácies associadas ao pavimento estriado descrito no ponto 75b, sugerindo confinamento de tilitos subglaciais (fácies Dm). Fluxo glacial no sentido do observador.

O pavimento glacial observado na margem direita do Rio Tibagi (ponto 30) apresenta características semelhantes aos de Witmarsum, porém com predomínio de sulcos largos e profundos espaçados 0,5 a 1,0 m entre si (Fig. 6.6). Os depósitos superpostos são diamictitos heterogêneos, com sutil estratificação e intercalações de arenitos lenticulares, comumente com dobras penecontemporâneas. As características são indicativas de sedimentação gravitacional conduzida por fluxos de detritos coesivos (fácies Dm-r). A natureza subaérea ou subaquosa desses fluxos é duvidosa, pois faltam fácies associadas que pudessem fornecer evidências adicionais. De qualquer forma, não se pode descartar a hipótese de avanço glacial num corpo d'água e posterior deposição de sedimentos mal selecionados a partir da remobilização de morenas terminais. Outra possibilidade é de que esses diamictitos ressedimentados sejam depósitos de *till* de fluxo (*flow tills*), ou seja, tilitos produzidos por remobilização gravitacional subaérea sobre a superfície da geleira (Boulton & Deynoux, 1981).

Os pavimentos estriados sobre a Formação Furnas foram desenvolvidos em superfícies de comportamento rígido, compostas por rochas siluro-devonianas, mediante abrasão subglacial promovida por uma geleira de base úmida em movimento, conforme modelo de Shaw (1985). Nesse processo, a abrasão é produzida na rocha subjacente pelo atrito dos clastos transportados na base das geleiras. O processo também explica satisfatoriamente a origem de estrias em pavimentos de clastos (seixos a matacões) dentro do próprio Grupo Itararé, como a ocorrência em Capivari (SP) descrita por Rocha-Campos et al. (1976). Tilitos de alojamento foram depositados concomitantemente à geração dos pavimentos, devido ao alojamento das partículas em irregularidades do substrato.



Figura 6.6 – Superfície sulcada sobre arenitos da Formação Furnas na margem direita do rio Tibagi (ponto 30).

6.2. SUPERFÍCIES ESTRIADAS INTRAFORMACIONAIS

Muitas das superfícies estriadas descritas na Bacia do Paraná são intraformacionais, ou seja, ocorrem em diamictitos, ritmitos e arenitos do próprio Grupo Itararé (ocorrências 5 a 16 na tabela 6.1), tendo sido geradas no sítio deposicional sobre sedimentos (*soft-sediment striated surfaces*) ou em pavimentos de clastos. Tais tipos de superfícies estriadas ocorrem também nos estratos permocarboníferos do Grupo Dwyka da Bacia Karoo na África do Sul (Savage, 1972; Visser, 1990) e em muitas seqüências glaciais antigas, conforme sintetizado em Woodward-Lynas & Downdeswell (1994).

A seguir são descritos quatro sítios com ocorrências de superfícies intraformacionais no Grupo Itararé, que se destacam pelo excelente estado de preservação das feições glaciais e por sua ocorrência em múltiplos níveis estratigráficos.

6.2.1. SÍTIO SÃO LUIZ DO PURUNÃ

A superfície sulcada de São Luiz do Purunã foi documentada pela primeira vez por Assine & Zanotto (1993), quando a localidade foi incluída no roteiro de excursão vinculada ao Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia daquele mesmo ano. Mais tarde, a ocorrência foi analisada de forma expedita por Vesely & Assine (1998, 1999) e em maior nível de detalhe por Trosdtorf et al. (2005).

O afloramento localiza-se no quilômetro 136 da BR-277 (ponto 3), no município paranaense de Balsa Nova, próximo à localidade de São Luiz do Purunã. Trata-se de ampla superfície inteiramente desenvolvida sobre diamictitos da porção basal do Grupo Itararé, poucos metros acima do contato com a Formação Furnas (Figs. 6.7 e 6.8-A). Faciologicamente, os diamictitos são semelhantes aos que cobrem os pavimentos da Formação Furnas, maciços, matriz siltico-arenosa, comumente com foliação devido a cisalhamento penecontemporâneo e típica coloração cinza avermelhada (fácies Dm-s).

A porção exposta da superfície estriada é plana e possui cerca de 1000 m² de área. Ocorrem estrias e sulcos lineares com até dezenas de metros de comprimento e no máximo 50 cm de largura, além de cristas bem desenvolvidas (Fig. 6.8). Os sulcos apresentam perfil transversal em forma de “U” ou de semicírculo e comumente tornam-se mais rasos no sentido do fluxo, até desaparecerem (Fig. 6.8-B). Cristas com largura superior a 10 cm tendem a exibir topo aplainado e bordas subverticais, delineando perfil em caixa (Fig. 6.9-A). Outra feição presente, porém mais rara, são sulcos bifurcados associados a obstáculos (clastos ou agregados de clastos no diamictito), cujo aspecto é bastante semelhante aos sulcos em forma de grampo (*hairpin erosional marks*) descritos por Shaw (1994) (Fig. 6.9-B) e cuja gênese é atribuída à erosão por fluxos subglaciais de água de degelo (ver discussão no capítulo 4). Praticamente todas as feições lineares observadas apresentam-se paralelas e orientadas conforme o azimuth 012°. Desvios da ordem de 5° a 15° podem ocorrer, no entanto associados a sulcos isolados e de menor continuidade.

As características do diamictito, sua provável equivalência com as fácies que superpõe os pavimentos estriados de Witmarsum e a presença de feições de erosão glacial no seu topo sugerem que se trata de verdadeiros tilitos, depositados por ação glacial direta. Conforme postulado por Trosdtorf et al. (2005), a origem da maioria das estrias, sulcos e cristas presentes sobre os tilitos deve-se ao arraste de clastos transportados na base de uma geleira sobre esses sedimentos, a época ainda inconsolidados. Indicadores de fluxo, tais como clastos alojados e acúmulo de sedimentos na sombra de clastos sugerem movimento do gelo para norte. Como processo adicional, admite-se que fluxos de água de degelo confinados na interface gelo-sedimento exerceram também papel importante na escultura das feições erosivas e/ou na modificação de sulcos e estrias preexistentes, conforme já sugerido por Vesely & Assine (1999). Possíveis evidências da ação erosiva de água de degelo seriam

sulcos bifurcados que se tornam mais rasos no sentido do fluxo, sendo semelhantes a marcas erosivas em grampo, aplainamento no topo de cristas e nas calhas de sulcos, e ausência de estrias na maioria das cristas e sulcos (Fig. 6.8 e 6.9).

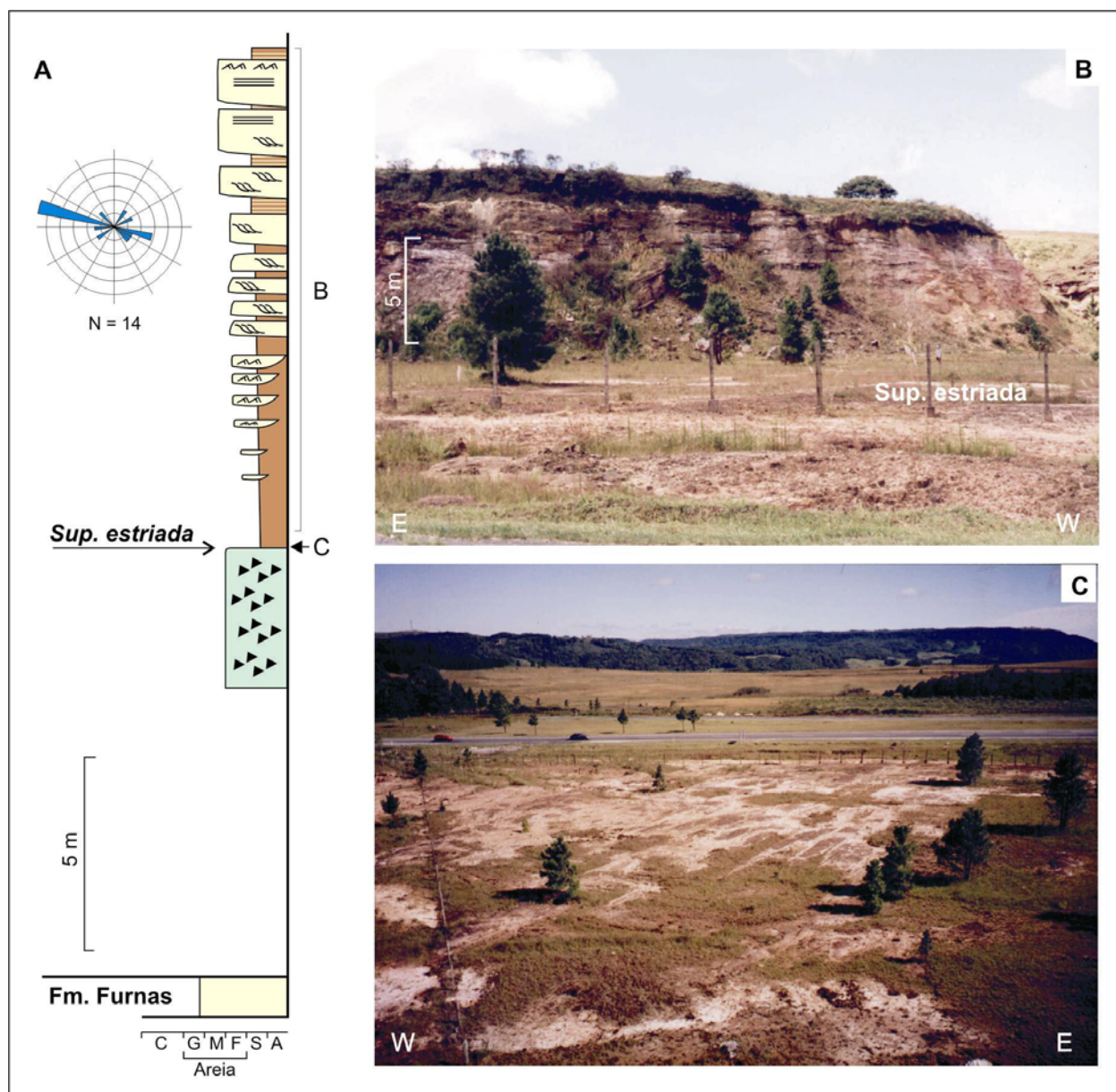


Figura 6.7 – Superfície estriada de São Luiz do Purunã (ponto 3). A) Perfil estratigráfico vertical ilustrando as fácies associadas e diagrama de paleocorrentes. B) visão geral da sucessão sedimentar acima da superfície estriada. C) panorama geral da superfície, evidenciando sulcos retilíneos e paralelos; ao fundo escarpa da Formação Furnas. Legenda na figura 5.1 (p. 78).

A sucessão de fácies que superpõe a superfície estriada apresenta arranjo vertical com granocrescência e espessamento de camadas de areia para o topo (Fig. 6.7). Imediatamente acima da superfície ocorre um horizonte argiloso maciço (fácies Fm), de cor avermelhada, com

espessura decimétrica e livre de clastos caídos. Esse horizonte indica o afogamento da superfície estriada logo após o recuo da geleira. Com os elementos disponíveis não é possível definir com segurança, porém, se a geleira avançou aterrada em um corpo d'água preexistente ou se houve uma inundação após o máximo glacial. A primeira opção parece mais plausível, já que não ocorrem depósitos nem feições indicativas de exposição subaérea. A inexistência de sedimentos de *outwash* sobre a superfície indica ainda que houve pouca contribuição de fluxos de água de degelo durante o início da deglaciação. No caso de geleira aterrada subaquaticamente, seu rápido recuo para uma posição externa ao corpo d'água explicaria satisfatoriamente a deposição das lamas com ausência de clastos caídos.

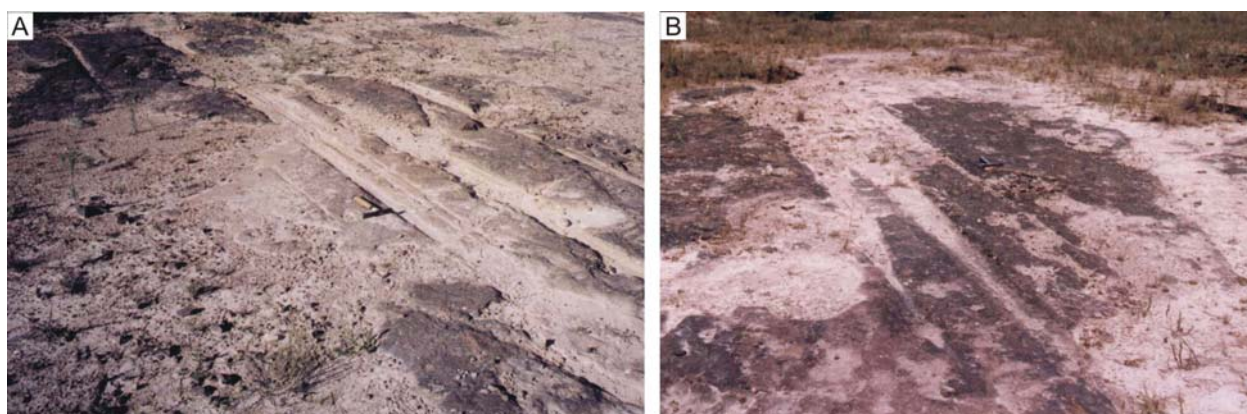


Figura 6.8 – Feições mais comuns observadas na superfície estriada de São Luiz do Purunã. A) Estrias e sulcos com largura, profundidade e espaçamento variáveis. B) sulcos tornando-se mais rasos no sentido do fluxo glacial (do topo para a base da foto).

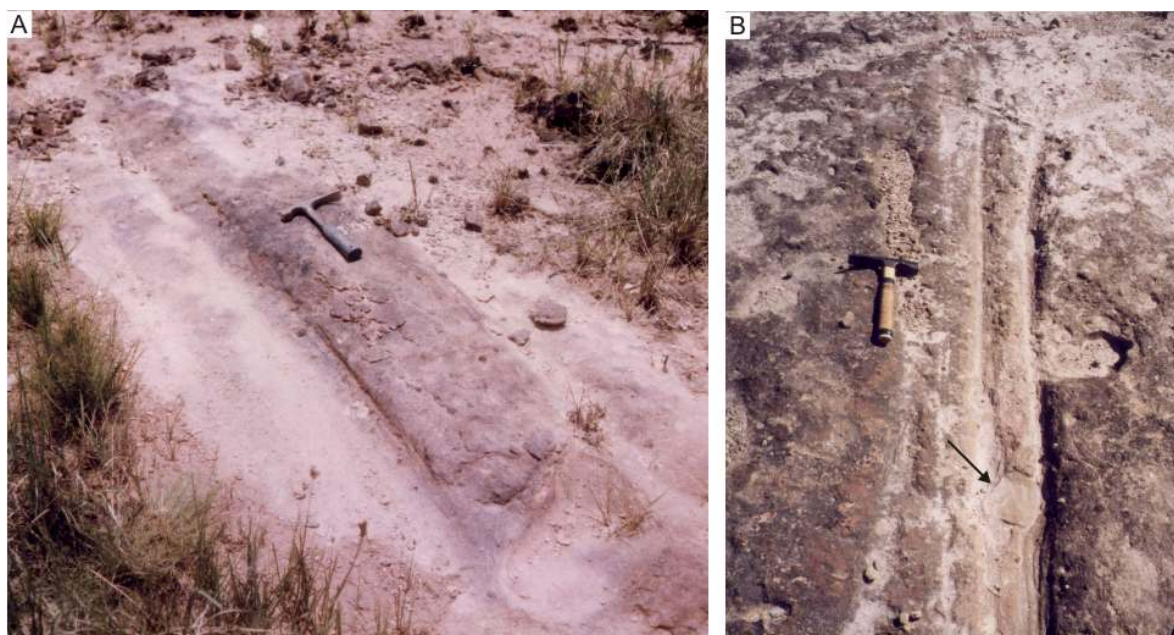


Figura 6.9 - Feições observadas na superfície estriada de São Luiz do Purunã provavelmente indicativas da ação de água de degelo. A) crista e sulcos aplainados e sem a presença de estrias. B) sulco bifurcado ao redor de um clasto (indicado com seta), semelhante a feições do tipo *hairpin* (fluxo da base para o topo da foto).

Acima dos lamitos, segue uma sucessão heterolítica progradante (associação D), marcada pela entrada de arenitos lenticulares com estratificação cruzada sigmóide e ondulações de corrente (fácies Ss/Sr). Encerram a sucessão corpos amalgamados de arenitos Ss/Sr com espessura decimétrica a métrica (Fig. 6.7). Todo o conjunto progradante acima do tilito possui cerca de 15 m de espessura e é interpretado como uma parassequência dominada por deposição deltaica (Vesely & Assine, 1999). As paleocorrentes medidas apresentam caráter bimodal (Fig. 6.7-A), com transporte predominante para WNW (fácies Ss) e subordinadamente para ESE (fácies Sr), sugerindo influência de marés em um provável ambiente glácio-estuarino. A figura 6.10 ilustra o modelo evolutivo adotado para interpretar a origem e preservação da superfície estriada sobre os tilitos.

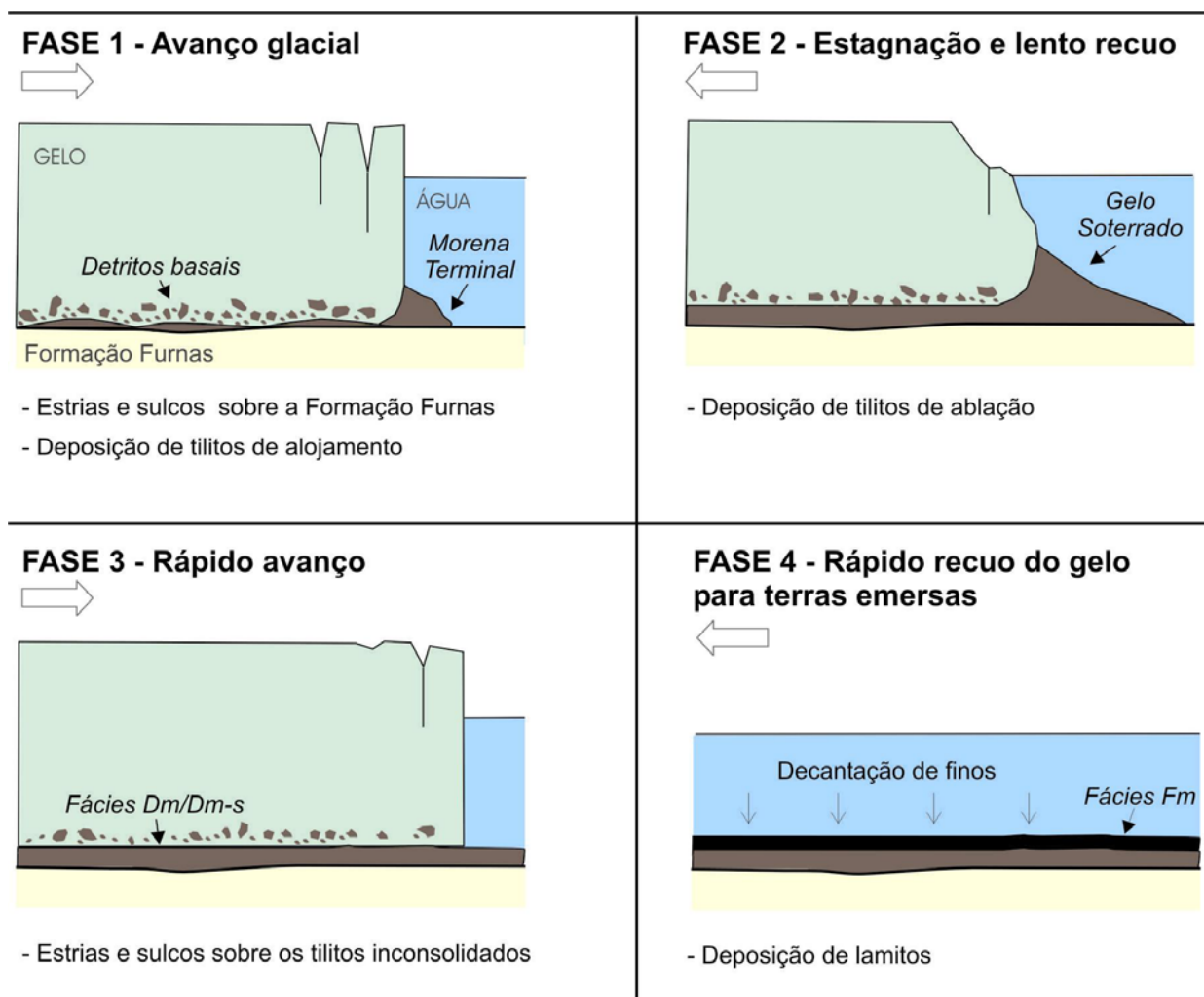


Figura 6.10 – Modelo evolutivo proposto para a gênese da superfície estriada de São Luiz do Purunã.

6.2.2. SÍTIO RIO DA VÁRZEA

Essa ocorrência localiza-se no município de Campo do Tenente, junto à divisa com Lapa, no sudeste do Paraná. Para acesso, a melhor opção é a partir da BR-116, tomando-se estrada secundária não-pavimentada cerca de 2 km ao norte de Campo do Tenente, no sentido noroeste (ponto 124). As superfícies estriadas situam-se em afloramentos na margem esquerda do rio da Várzea, nos dois lados da estrada.

Documentadas pela primeira vez no trabalho de d'Ávila (1999), as superfícies ocorrem em uma sucessão de arenitos brancos a amarelados, de granulação média a grossa, por vezes conglomeráticos. A associação de fácies (Fig. 6.11) engloba arenitos com estratificação cruzada em *sets* gradados (fácies Sp/St) e laminação cavalgante (fácies Sr), além de pelitos avermelhados no topo (fácies Fl). Sob os arenitos ocorrem diamictitos maciços de coloração cinza-avermelhada e matriz siltico-arenosa, semelhantes ao tilito de Witmarsum (fácies Dm). Paleocorrentes medidas nos arenitos indicam fluxo para NW (azimute médio 292°).

A posição estratigráfica dos arenitos estriados não pôde ser estabelecida com precisão. Sabe-se que estão situados abaixo do arenito Lapa, esse tradicionalmente incluído na base da Formação Campo Mourão (França et al., 1996). Esse dado e a presença de diamictitos e pelitos avermelhados associados sugerem posição no Membro Tarabaí da Formação Lagoa Azul (ou Formação Campo do Tenente).

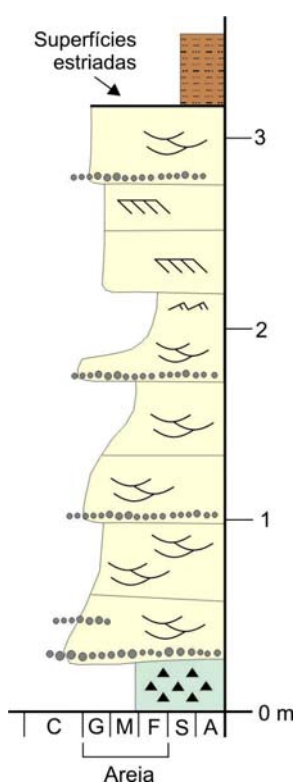


Figura 6.11 – Perfil estratigráfico vertical do sítio Rio da Várzea. Legenda na figura 5.1 (p. 78).

Foram observados dois níveis distintos contendo estrias, eqüidistantes entre si cerca de 10 cm e posicionados no topo da sucessão arenosa. As superfícies são descontínuas lateralmente, delineando perfil transversal côncavo, e limitadas por bermas marginais proeminentes sem estrias. No mesmo horizonte estratigráfico foram verificadas várias superfícies estriadas com 1 a 2 metros de largura, alternadas com superfícies planares não-estriadas. A superfície superior, melhor exposta, exibe estrias lineares e paralelas com espaçamento fechado e largura de alguns milímetros até 3 cm (Fig. 6.12-A). Também ocorrem sulcos e cristas com até 15 cm de largura e perfil transversal semicircular. Na maioria dos sulcos ocorrem estrias internas (Fig. 6.12-A). A direção das estrias e sulcos é bastante consistente em todas as superfícies, com um azimuth médio igual a 19°.

Elementos indicativos do estado plástico do substrato no momento da abrasão glacial são evidentes. Incluem desde abas produzidas pelo deslizamento de areia das cristas para os sulcos, até pequenas dobras penecontemporâneas com padrão semelhante ao de dobras em bacia (Fig. 6.13). Assim como ocorre na superfície de São Luiz do Purunã, o recobrimento por folhelhos certamente deve ter favorecido o ótimo estado de preservação das estruturas.

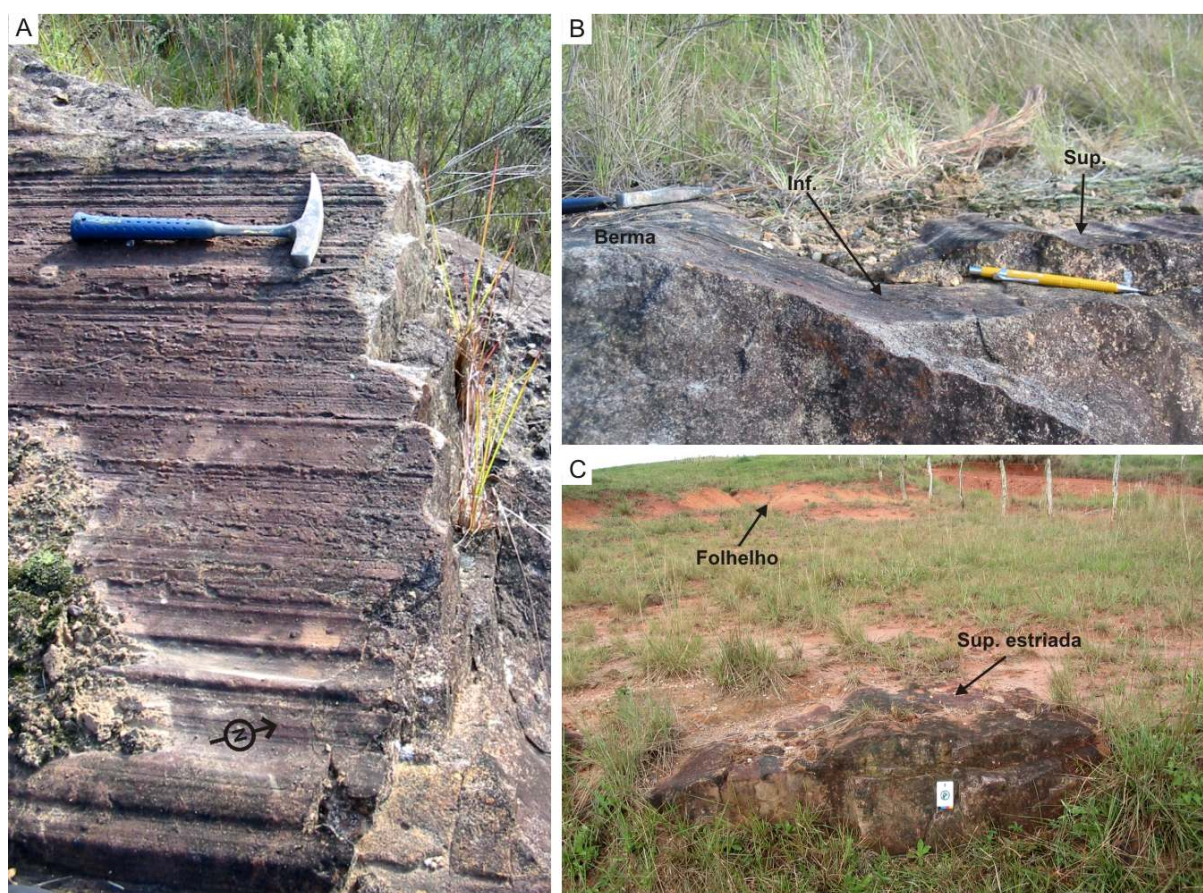


Figura 6.12 – Superfícies estriadas na margem esquerda do rio da Várzea (ponto 124). A) Aspecto geral de uma das superfícies, com predomínio de estrias com largura milimétrica e alguns sulcos (notar estrias internas aos sulcos); B) Visão transversal, mostrando dois níveis distintos com estrias (inf. e sup.) e a presença de berma lateral bem desenvolvida. C) Folhelhos avermelhados diretamente sobre uma superfície estriada (escala = 5cm)



Figura 6.13 – Feições indicativas de substrato inconsolidado na superfície estriada do rio da Várzea. Deslizamentos de areia da crista em direção ao sulco na forma de abas (1) e feições de deformação plástica (2).

6.2.3. SÍTIO RIO DO SALTO

A ocorrência do rio do Salto localiza-se no Município de Palmeira, próximo ao entroncamento da BR-277 com a rodovia de acesso a Porto Amazonas (pontos 14a e 14b). As superfícies glaciais ocorrem em arenitos do Grupo Itararé, embora a seção tenha sido inicialmente incluída na faixa de ocorrência da Formação Furnas no mapa geológico de Fuck (1966). Estrias e sulcos podem ser encontrados em diversos pontos ao longo das duas margens do rio. O local de mais fácil acesso situa-se em um corte ao lado da BR-277, 200 metros a leste da estrada de ferro. Esse ponto foi descrito pela primeira vez por Canuto (1985), que não considerou as estrias de origem glacial. Posteriormente, Vesely & Assine (1998,1999) e Rocha-Campos et al. (1999) noticiaram a existência das estrias assumindo a ação de geleiras em diferentes contextos deposicionais.

Os demais pontos com superfícies estriadas ocorrem rio abaixo, em áreas de mais difícil acesso. Incluem a ocorrência clássica descrita por Bigarella et al. (1967) e que inspirou os autores a cunhar o termo “Glaciação Rio do Salto”. No entanto, na idéia original dos autores o substrato estriado seria constituído por arenitos da Formação Furnas.

A sucessão vertical de fácies onde são encontradas as superfícies glaciais está ilustrada na figura 6.14. Superpostos aos diamictitos da base ocorrem diversos corpos de arenitos amalgamados, com um a dois metros de espessura, entremeados aos quais se encontram as superfícies estriadas, localmente com sulcos associados. Os arenitos são médios a grossos, com estratificação cruzada planar e/ou acanalada (fácies St/Sp), definindo um pacote contínuo com cerca de 15 metros de espessura. Localmente a estratificação apresenta convoluções restritas aos sets em que se manifestam, constituindo casos de deformação penecontemporânea à sedimentação.

Ritmitos lama/areia com clastos caídos (fácies Rg-d) cobrem os arenitos, evidenciando a presença de gelo flutuante. Intercalados aos ritmitos, existem diamictitos maciços com matriz argilosa, alguns com estratificação incipiente (fácies Dm/Ds), fácies estas que podem ser observadas no entroncamento para Porto Amazonas. Na estrada para esta cidade, a 2 km do trevo, associados aos ritmitos, ocorrem também camadas centimétricas a decimétricas de arenitos com gradação normal (turbiditos).

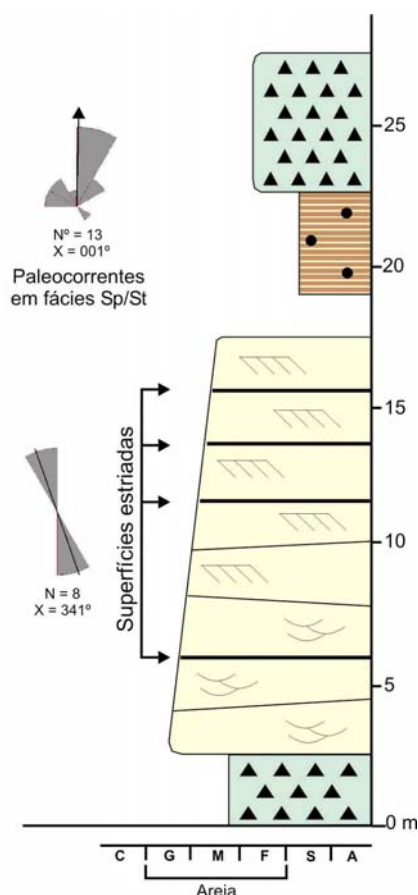


Figura 6.14 – Perfil estratigráfico composto ilustrando a sucessão de fácies do ponto 14, com destaque para quatro níveis com superfícies estriadas intraformacionais em arenitos. Modificado de Vesely & Assine (2002). Legenda na figura 5.1 (p. 78).

As superfícies estriadas e as fácies são similares àquelas descritas no afloramento do rio da Várzea. Estrias ocorrem em pelo menos quatro níveis estratigráficos diferentes, nos limites de corpos de arenitos com estratificação cruzada, equidistantes 3 a 5 metros entre si (Fig. 6.14). Feições de escorregamento foram observadas em algumas superfícies estriadas, constituindo característica diagnóstica de que foram geradas sobre substrato mole, ou seja, sobre areias ainda inconsolidadas dentro do sítio deposicional.

As estrias são retilíneas e contínuas, com largura e profundidade de alguns milímetros a poucos centímetros (Fig. 6.15). Na maioria das vezes, as superfícies que contêm estrias são

lateralmente e longitudinalmente descontínuas, com perfil transversal côncavo e em alguns casos com bermas marginais (Fig. 6.16). Também podem ocorrer sulcos retilíneos isolados com mais de 20 m de comprimento, largura de até 20 cm e profundidade de até 10 cm (Fig. 6.17). Essas características sugerem erosão por quilhas de gelo flutuante ou irregularidades na base da geleira. O mesmo pode ser indicado para as superfícies do rio da Várzea.

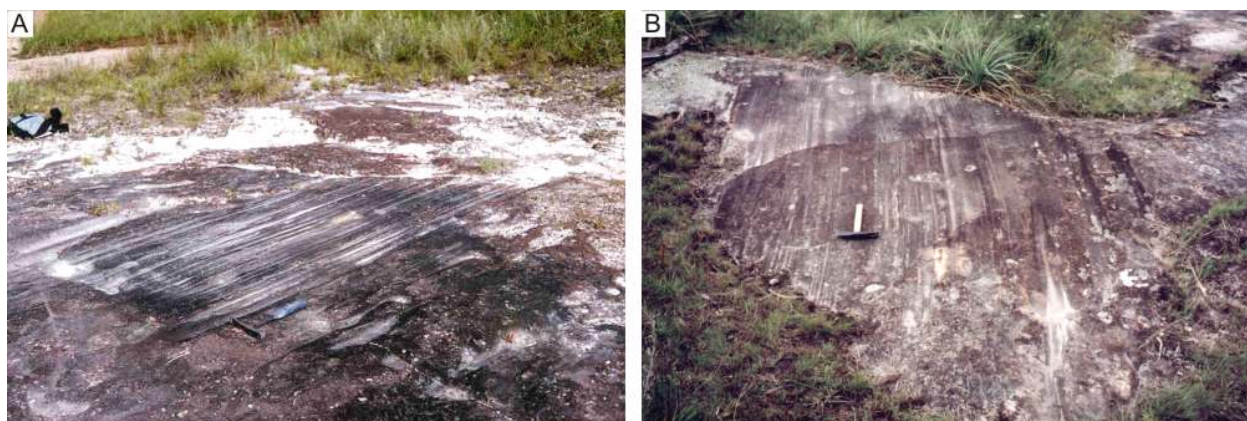


Figura 6.15 – Aspecto geral das superfícies estriadas do vale do rio do Salto nos pontos 14a (A) e 14b (B).

Medidas de direção das estrias e dos sulcos em todos os pavimentos resultou no azimute médio 341° , semelhante aos valores obtidos por Bigarella et al. (1967) na região (azimute médio 358°) e compatíveis com medidas de paleocorrentes efetuadas nos arenitos (Fig. 6.14). Sentido de fluxo glacial para NNW pôde ser determinado a partir da identificação de marcas de escavação por objetos, impressas sobre as superfícies estriadas (Fig. 6.18).



Figura 6.16 – Superfície estriada lateralmente e longitudinalmente descontínua, com perfil côncavo e bermas marginais. Lapiseira como escala.



Figura 6.17 – Sulco isolado e retilíneo, provavelmente escavado pelo arraste de quilha de gelo flutuante. A presença de bermas laterais e bordas irregulares indicam o caráter plástico do substrato no momento da escavação.

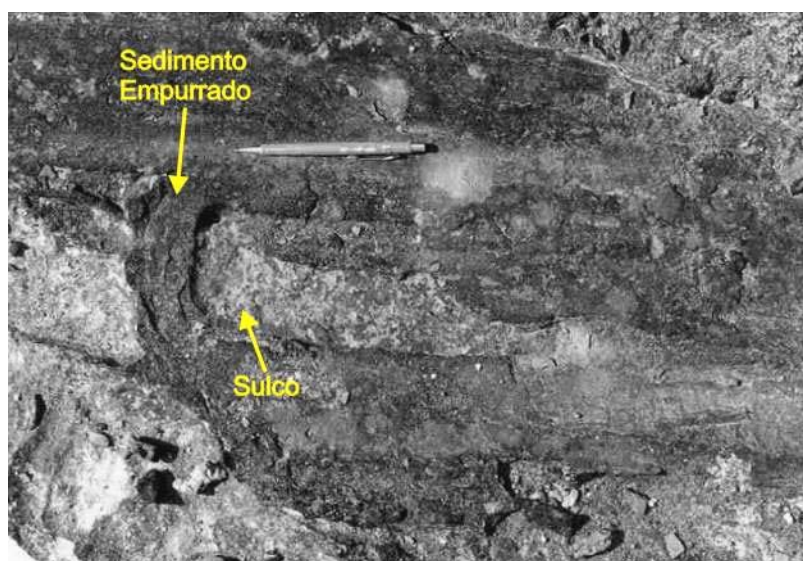


Figura 6.18 – Sulco produzido por arraste e empurrão de um objeto sobre o sedimento inconsolidado. Essa feição é indicativa do paleofluxo glacial e aponta movimento da direita para a esquerda na foto.

As superfícies estriadas descritas nos rios do Salto e da Várzea apresentam as mesmas características, situam-se em associações de fácies semelhantes e aproximadamente no mesmo nível estratigráfico do Grupo Itararé. Feições de escorregamento das cristas em direção aos sulcos constituem evidência conclusiva de que as superfícies estriadas foram formadas no

sítio deposicional sobre substratos moles, mais especificamente sobre areias inconsolidadas (*soft-sand striated surfaces*). A recorrência das superfícies na vertical indica que estas foram produzidas penecontemporaneamente à sedimentação, durante pelo menos quatro pulsos de avanço de geleiras no sítio deposicional do Grupo Itararé.

O padrão de variação textural nos arenitos é de granodecrescência ascendente nas duas localidades. Fácies distais recobrem fácies proximais, denotando empilhamento retrogradante típico de uma sucessão de fácies de deglaciação (conforme Visser, 1997 e Vesely, 2001). Abaixo dos arenitos ocorrem diamictitos maciços siltico-arenosos de coloração avermelhada (fácies Dm), pertencentes ao que Bigarella et al. (1967) denominaram Tilito Cancela. Os arenitos estriados são interpretados como fácies de sistemas de leques subaquosos de *outwash*, depositados por correntes de água de degelo oriundas da geleira em recuo (associação de fácies B). Paleocorrentes medidas nos arenitos com estratificação cruzada indicam que as correntes fluíram preferencialmente para NNW.

Diferentemente da interpretação de que as estrias teriam sido geradas por avanços de geleiras de base aterrada, como sugerido Rocha-Campos et al. (1999), propõe-se neste trabalho que as superfícies estriadas descritas nos sítios Rio da Várzea e Rio do Salto foram geradas em meio subaquoso devido à abrasão glacial por gelo flutuante. Entre as evidências a favor da ação de gelo flutuante, destacam-se a descontinuidade lateral e a ausência de depósitos subglaciais acima das superfícies. Não foram encontrados também clastos associados às marcas de escavação, que podem ter sido produzidas pelo próprio atrito do gelo, na forma de quilhas e/ou fragmentos desagregados, sobre a superfície deposicional. Lâminas de sedimentos siltico-argilosos sobre algumas superfícies indicam baixa energia do meio após a abrasão glacial, o que sugere a atuação de processos de decantação em meio subaquoso. A presença de pequenas bermas laterais é sugestiva do arraste de quilhas de gelo flutuante (*ice-keels*), conforme o modelo de Woodworth-Lynas & Dowdeswell (1994) (Fig. 6.19).

Sulcos isolados, como o ilustrado na figura 6.17, não coadunam com o modelo de geleira aterrada, onde a área de contato gelo/superfície é lateralmente contínua e desenvolvem-se superfícies estriadas amplas e de topografia plana, tais como as da localidade de São Luiz do Purunã (ponto 3) e as descritas no Rio Grande do Sul por Tomazelli & Soliani (1982).

No entanto, a consistência da direção das estrias e sulcos nas diferentes superfícies e nos diferentes níveis estratigráficos sugere proximidade com a zona de aterramento da geleira. Neste caso, durante avanços glaciais de menor magnitude, protuberâncias na base de geleiras flutuantes (plataformas de gelo ou línguas de gelo flutuantes) podem gerar estrias e sulcos nos sedimentos de fundo, como ilustrado no modelo apresentado na figura 6.20. Mecanismo semelhante foi adotado por O'Brien & Christie-Blick (1992) para interpretar feições de abrasão glacial intraformacionais em arenitos do Grupo Grant do Neopaleozóico australiano.

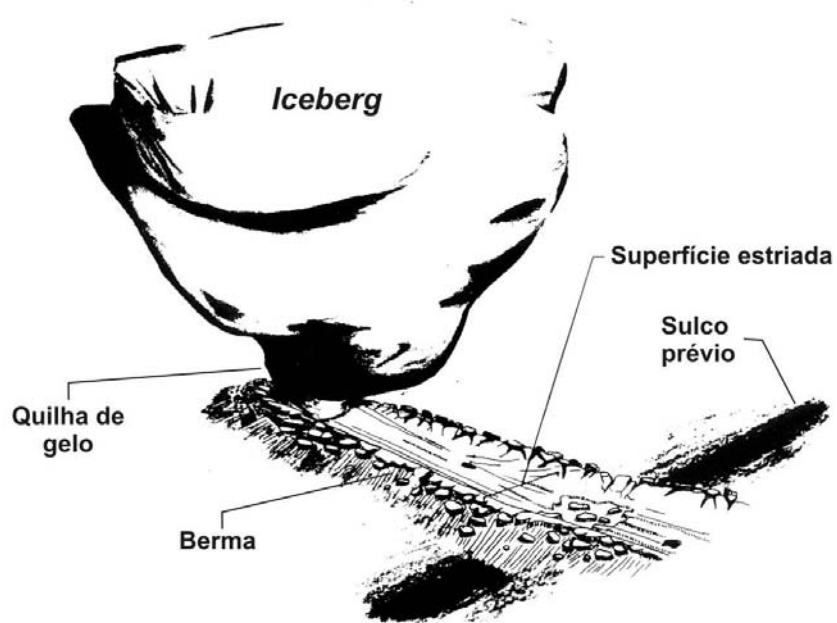


Figura 6.19 – Modelo para a geração de superfícies estriadas intraformacionais a partir de quilhas de icebergs (Woodworth-Lynas & Dowdeswell, 1994).

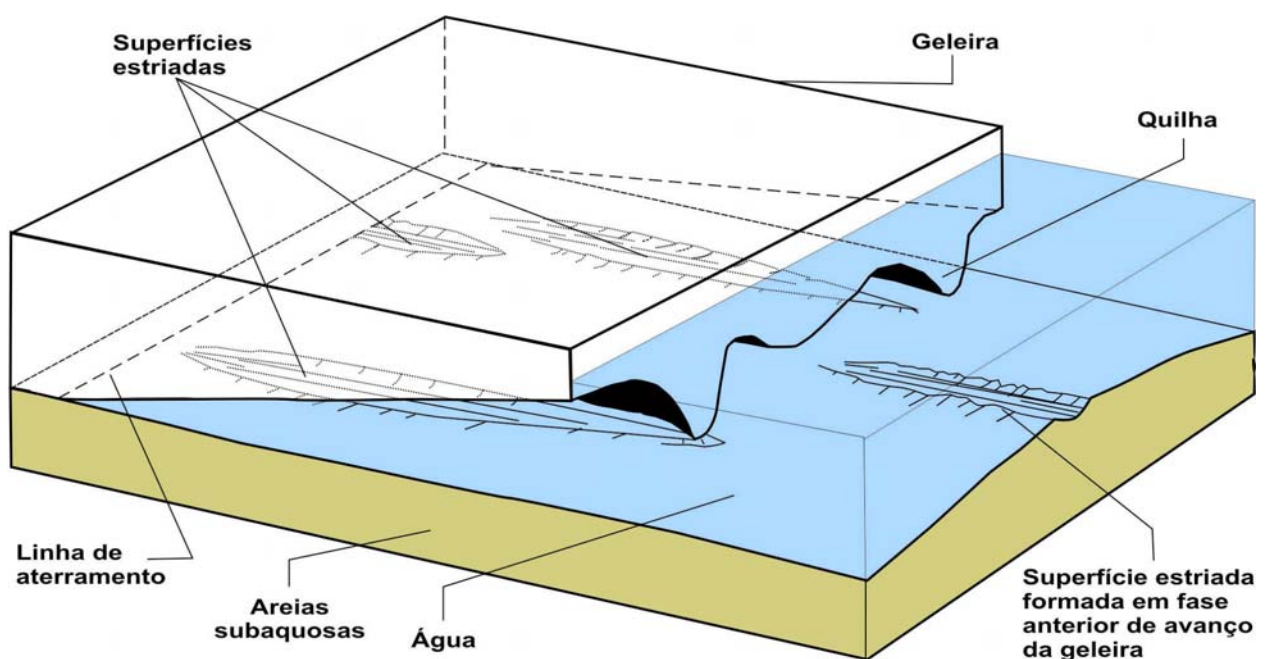


Figura 6.20 – Modelo proposto para explicar a origem de superfícies estriadas a partir de plataforma de gelo flutuante (extraído de Vesely & Assine, 2002).

Não deve se descartar, entretanto, a possibilidade de que *icebergs* tenham atuado como agente formador dos pavimentos glaciais. Embora seja de se esperar grande desvio padrão na direção de estrias geradas pelo movimento de *icebergs*, uma vez que se movem ao sabor das correntes, em determinadas situações o seu movimento pode coincidir com o sentido do avanço das geleiras. Isto pode ocorrer quando do recuo de plataformas de gelo existentes em golfos ou mares epicontinentais, onde correntes de degelo que emanam da base da geleira promovem o transporte dos *icebergs* liberados por fragmentação (*calving*).

Sulcos glaciais produzidos por gelo flutuante são comuns em fácies glácio-marinhas e glácio-lacustres do Quaternário, como demonstram os trabalhos de Weber (1958), Woodworth-Lynas & Guigné (1990) e Dowdeswell et al. (1993). No registro geológico da Bacia do Paraná merece destaque a ocorrência de feições de escavação em ritmitos do Grupo Itararé no estado de Santa Catarina descrita por Santos et al. (1992).

6.2.4. SÍTIO VILA VELHA

A ocorrência de estrias e sulcos glaciais de Vila Velha, descrita pela primeira vez neste trabalho, localiza-se próximo ao limite do parque estadual homônimo, no município de Ponta Grossa. O afloramento que contém a superfície situa-se em uma escarpa na localidade denominada de Fortaleza, no extremo norte do parque (ponto 57). Trata-se de uma única superfície de grande extensão lateral e topografia plana (Fig. 6.21-A). A desagregação na frente da escarpa destruiu as partes norte e oeste da superfície, mas seus resquícios podem ser observados nas faces dos blocos rolados (Fig. 6.21-B). Para sul, a superfície é coberta por estratos mais jovens e para leste é truncada por conglomerados canalizados. Apesar de sua extensão original não ser mensurável, estima-se uma área mínima de 400 m².

A superfície encontra-se sobre arenitos cinza ou avermelhados do Grupo Itararé (arenito Vila Velha), poucos metros acima do contato com a Formação Furnas (Fig. 6.22). Conforme os levantamentos estratigráficos de detalhe e o mapeamento fotogeológico realizados na área, a ocorrência está posicionada no nível inferior do arenito Vila Velha, cuja correlação mais apropriada é com a porção basal da Formação Campo Mourão (França et al., 1996). As fácies presentes são conglomerados maciços e desorganizados ou com gradação normal (fácies Gc e Gg), arenitos finos a grossos com laminação horizontal, estratificação cruzada planar ou laminação cruzada cavalgante (fácies Sh, Sp e Sr). A associação é interpretada como produto de fluxos de *outwash*, provavelmente em sistemas de leques subaquosos proximais à margem da geleira e com paleocorrentes para WNW (associação B).

Ocorrem desde estrias milimétricas até sulcos e cristas de 3 a 20 cm de largura, com perfil transversal semicircular (Fig. 6.21-C). A orientação das feições lineares é NNE, conforme o azimute médio 10°. Sulcos em forma de cabeça de prego (*nailhead striation*) indicam alojamento de clastos e conseqüentemente paleofluxo glacial de sul para norte. O mesmo

sentido é apontado por agregados de clastos alojados, que inclusive causam deformações nas areias inconsolidadas. (Fig. 6.23).

Diferentemente das outras superfícies sobre arenitos, a de Vila Velha é plana, contínua e não apresenta bermas laterais, sugerindo que a interface gelo/substrato era mais ampla. A cobertura da superfície por depósitos arenosos reflete o fluxo de água de degelo subsequente e testemunha ciclos de avanço e recuo da margem glacial.



Figura 6.21 – Superfície estriada de Vila Velha. A) Aspecto geral da superfície mostrando sua grande continuidade lateral e perfil plano. B) Superfície estriada na face de bloco tombado. C) Detalhe da superfície, com estrias/sulcos retilíneos e paralelos.

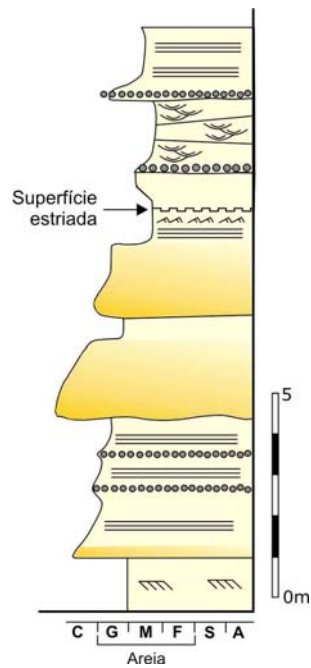


Figura 6.22 – Perfil estratigráfico das fácies associadas à superfície estriada de Vila Velha (ponto 57). Legenda na figura 5.1 (p. 78).

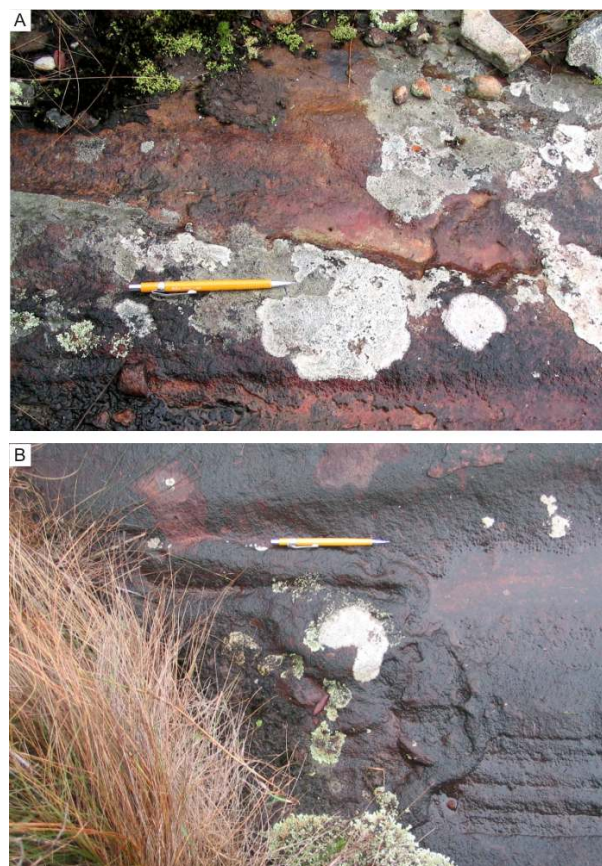


Figura 6.23 – Indicadores do sentido do fluxo glacial na superfície estriada de Vila Velha (da esquerda para a direita nas fotos). A) sulco curvilíneo em forma de cabeça de prego; B) agregado de clastos alojado e causando deformação no sedimento.

6.3. SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO E IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

O sudeste do estado do Paraná engloba a maior quantidade de ocorrências de superfícies estriadas relacionadas à glaciação permocarbonífera na Bacia do Paraná e por isso é área-chave para a interpretação da dinâmica de avanço e recuo das geleiras. Além das superfícies glaciais, a área exhibe geoformas erosivas e deposicionais preservadas, provavelmente relacionadas a um paleorelevo glacial exumado, conforme descrito por Trosdtorf (2002) na área de Witmarsum. Nesse contexto, as superfícies estriadas são as melhores evidências do paleofluxo glacial na área.

Nas superfícies analisadas, as feições lineares (estrias, sulcos e cristas) possuem orientação geral norte-sul, variando de norte-noroeste a norte-nordeste. Evidências de fluxo nas superfícies, tais como marcas de escavação de objetos, estrias e sulcos tipo cabeça de prego, feições em grampo (*hairpin*) e deformações penecontemporâneas, apontam fluxo glacial de sul para norte, o que é compatível com paleocorrentes medidas em arenitos do Grupo Itararé na área (Fig. 6.24) e com reconstruções paleogeográficas de trabalhos anteriores (e.g. Bigarella & Salamuni 1967).

A recorrência vertical de superfícies estriadas dentro do Grupo Itararé indica múltiplos avanços glaciais. Pelo menos dois horizontes estratigráficos distintos contendo superfícies estriadas intraformacionais podem ser reconhecidos nos 50 metros basais do Grupo Itararé, conforme mostrado na correlação da figura 6.25. A correlação é possível graças aos folhelhos de idade westfaliana correlatos à Camada Roncador que ocorrem na porção média da seção, constituindo camada guia (França et al. 1996). Com isso pode-se delimitar pelo menos três eventos de avanço de geleiras na seção estudada, sendo um sobre o substrato pré-Itararé e dois dentro da seção neocarbonífera (Fig. 6.25). Deve-se considerar, todavia, que essa interpretação não leva em consideração a hierarquia relativa desses eventos no registro estratigráfico, aspecto que será mais bem discutido no capítulo 7.

O primeiro evento importante de avanço glacial registrado na área corresponde aos pavimentos sobre a Formação Furnas em Witmarsum e no Rio Tibagi (ocorrência nº 3 na figura 6.25), no qual as geleiras promoveram intensa erosão e deposição de delgados corpos de tilitos de alojamento, tais como o tilito Cancela. Supõe-se que esse evento foi o mesmo que produziu pavimentos estriados sobre o embasamento cristalino pré-cambriano na região de São Bento do Sul, norte de Santa Catarina, conforme descrito por Barbosa (1940) (ver tabela 6.1, ocorrência nº1). O avanço do gelo sobre o substrato pré-Itararé exerceu papel importante na escultura do relevo, tanto por abrasão dos detritos carregados na base das geleiras quanto por erosão de fluxos subglaciais de água de degelo. Essa paleogeografia deve ter sido muito semelhante àquela de diversos locais da América do Norte que foram afetados pelas glaciações pleistocênicas (e.g. Brennand et al., 2003; Shaw, 2003).

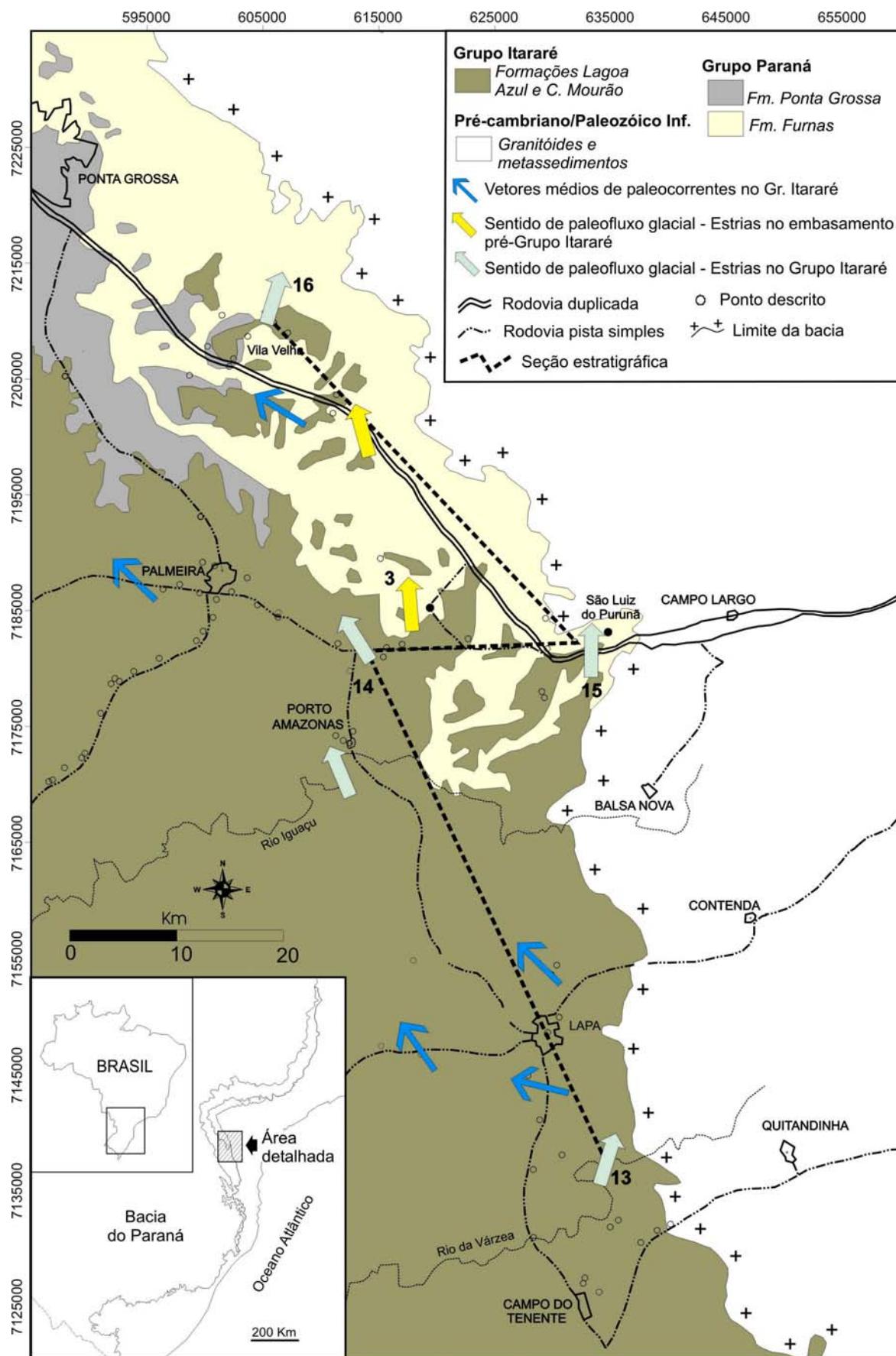


Figura 6.24 – Indicações de paleofluxo glacial e paleocorrentes no sudeste do Paraná, com referência às superfícies estriadas analisadas neste trabalho (números equivalem às ocorrências da tabela 6.1).

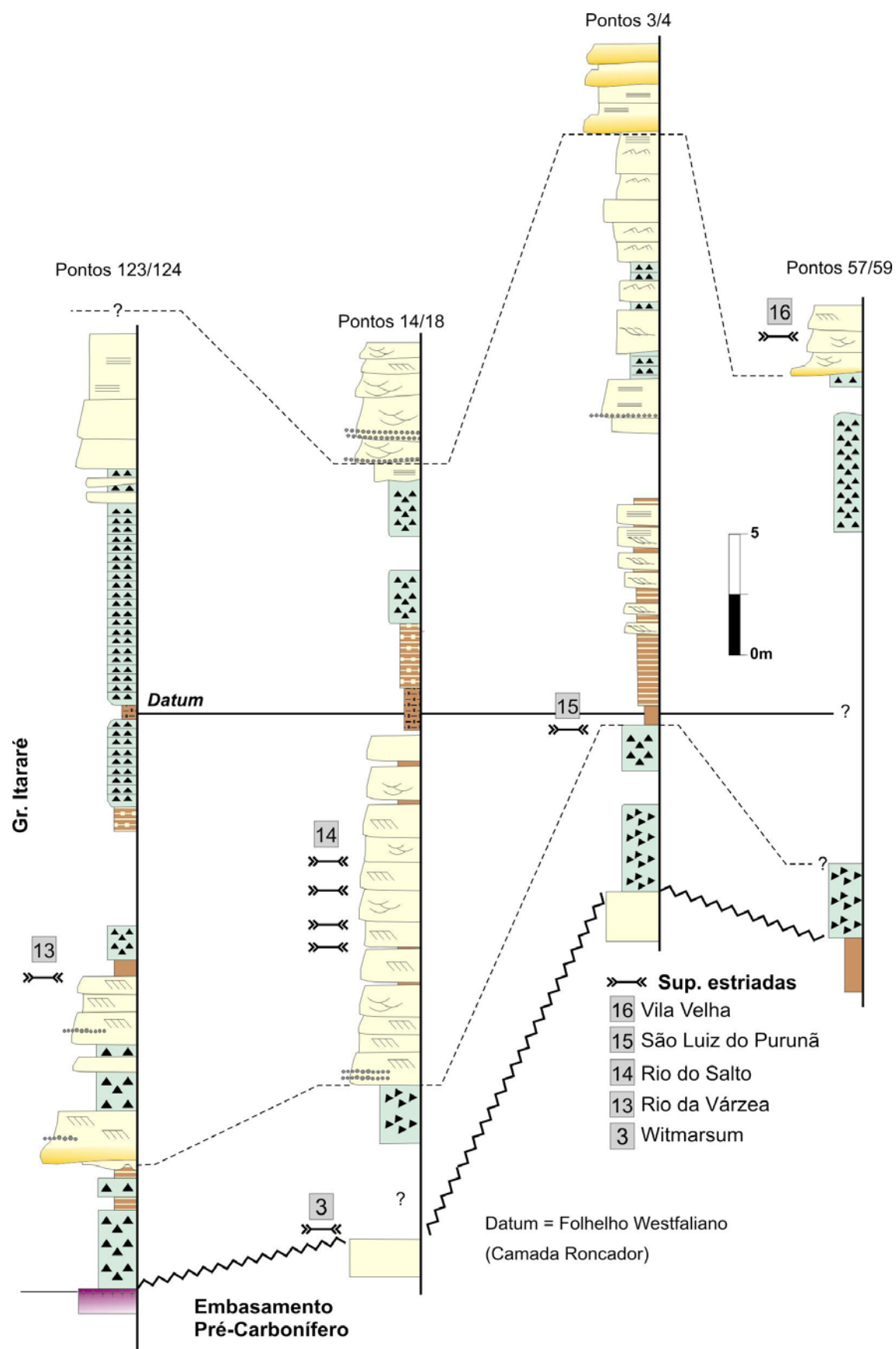


Figura 6.25 – Seção de correlação entre perfis verticais da porção inferior do Grupo Itararé no sudeste do Paraná, mostrando a posição estratigráfica das superfícies estriadas analisadas neste trabalho. Localização na figura 6.24; legenda na figura 5.1.

Os dois eventos seguintes demonstram que as geleiras não só erodiram o embasamento, mas que exerceram abrasão sobre sedimentos recém depositados, produzindo superfícies intraformacionais. Esses dois eventos alternaram-se com períodos de recuo e deposição de sedimentos proglaciais na forma de sucessões de fácies de deglaciação. Além disso, a existência de múltiplas superfícies estriadas com espaçamento vertical métrico entre camadas de arenitos proglaciais sugere oscilações de mais alta frequência da margem glacial. O segundo evento manifesta-se na forma de múltiplas superfícies estriadas em arenitos e tilitos sotopostos ao folhelho Roncador, que por correlação pertencem ao Membro Tarabaí da Formação Lagoa Azul (ocorrências nº 13, 14 e 15 na figura 6.25). O terceiro evento produziu a superfície estriada contida no arenito Vila Velha (ocorrência nº 16 na figura 6.25). Esse arenito sobrepõe-se em discordância sobre os estratos da Formação Lagoa Azul e pode ser posicionado na base da Formação Campo Mourão (conforme França et al., 1996), sendo, portanto, mais jovem.

O folhelho Roncador representa a primeira inundação marinha significativa durante o Permocarbonífero na área estudada. Sua associação com fácies de natureza subaquosa que ocorrem intimamente relacionadas às superfícies estriadas é indicativa da presença de condições marinhas próximas. Esse indício somado ao modelo de abrasão por gelo flutuante postulado para as ocorrências de Rio da Várzea e Rio do Salto (Vesely & Assine, 2002) constitui forte evidência de que a sedimentação foi de caráter principalmente glácio-marinho. Sugere-se que o cenário paleogeográfico dominante foi o de geleiras avançando em um corpo d'água, aterradas ou com o desenvolvimento de uma frente flutuante. Folhelhos e ritmitos com clastos caídos em vários níveis estratigráficos da seção estudada testemunham a contribuição de gelo flutuante na sedimentação.

Quanto à paleogeografia, superfícies de abrasão glacial dentro da seção sedimentar do Grupo Itararé descartam o modelo de geleiras restritas às margens da bacia, como postulado em trabalhos anteriores (e.g. Eyles et al., 1993). Pode-se afirmar que geleiras provenientes de sul-sudeste avançaram dentro da bacia em alguns momentos, influenciando diretamente a dinâmica dos sítios deposicionais. Considerando o cenário paleogeográfico gonduânico, a mais provável fonte de geleiras foi o sudeste africano, mais especificamente a região hoje situada entre Angola e a Namíbia. Essa interpretação baseia-se em estrias glaciais mapeadas nessa área que indicam fluxo em direção à borda leste da Bacia do Paraná. Essa área glaciada foi denominada por Crowell & Frakes (1975) de lobo de Kaokoveld e coincide aproximadamente com o manto de gelo de Windhoek, conforme denominação mais recente adotada por Santos et al. (1996). A julgar pela existência de estrias com indícios de fluxo glacial nos sentidos nordeste, norte e noroeste no Paraguai e no Estado de Mato Grosso do Sul (ver figura 6.1), pode-se inferir que geleiras provenientes do lobo de Kaokoveld alcançaram a borda ocidental da Bacia do Paraná durante picos de glaciação.

7. ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA

O Grupo Itararé é a unidade sedimentar mais espessa da Bacia do Paraná. No Brasil, estende-se desde o Rio Grande do Sul, onde se restringe a ocorrências isoladas circundando o arco do Rio Grande, até o estado de Mato Grosso, onde apresenta coloração avermelhada e recebe a denominação de Formação Aquidauana. No eixo leste-oeste da bacia, o Grupo Itararé acha-se bem representado na área do arco de Ponta Grossa (porção oriental), estendendo-se até o território Paraguai (porção ocidental), onde é considerado cronocorrelato às formações Aquidabán e Coronel Oviedo. Ao sul do arco do Rio Grande, no norte Uruguai, o Grupo Itararé possui equivalência com a Formação San Gregório. A presença ampla do Grupo Itararé em subsuperfície sob seqüências mais jovens é testemunhada em perfis de poços que atravessam total ou parcialmente a unidade em quase toda a extensão da bacia.

Posicionado na base da seqüência permocarbonífera da Bacia do Paraná (Supersseqüência Gondwana I de Milani 1997), o Grupo Itararé constitui parte do segmento transgressivo desse ciclo de 2ª ordem, cuja superfície de inundação máxima situa-se nos folhelhos da Formação Palermo do Grupo Guatá (Eopermiano). O caráter retrogradante do Grupo Itararé na hierarquia de 2ª ordem é facilmente reconhecido nas assinaturas de perfis geofísicos de poços, pois se evidencia progressivo acréscimo de argilosidade em direção ao topo. A transgressão neocarbonífera-eopermiana é atribuída à elevação eustática ocorrida em resposta à desintegração das massas de gelo, com registro em várias bacias do Gondwana.

Na área estudada, o Grupo Itararé é marcado por significativas variações de espessura. A tendência geral é de espessamento de sul para norte, conforme verificado no mapa de isópacas da figura 7.1-A. Esse padrão associa-se ao *onlap* dos estratos de norte para sul contra uma rampa do embasamento pré-carbonífero inclinada para norte, o que pode ser constatado no mapa de reconstituição do contorno do embasamento tendo como base um *datum* eopermiano (Fig. 7.1-B). Em subsuperfície e excluindo-se as soleiras de diabásio, a espessura mínima verificada é de 450 m no poço Marombas (1-MB-1-SC), situado no extremo sul da área. O valor máximo constatado é 1290 m no poço Paranapanema (2-PN-1-SP), localizado na porção nordeste da área. Espessuras típicas variam de 600 a 1000 metros, o que ocorre em praticamente todo o estado do Paraná e o oeste catarinense. Valores acima de 1000 metros predominam nas porções sul e sudoeste de São Paulo. Espessuras inferiores a 600 metros são verificadas no sudoeste e centro-leste do estado de Santa Catarina.

Os valores das isópacas e o contorno do embasamento do Grupo Itararé (Fig. 7.1) sugerem depocentro principal na porção nordeste da área (sudoeste de São Paulo). No âmbito regional da bacia, esse depocentro configurou uma provável área de subsidência acentuada durante a sedimentação, aparentemente controlada por estruturas NW associadas ao lineamento de Guapiara (ver figura 2.5).

A determinação da espessura total do Grupo Itararé na faixa de afloramentos é dificultada pela carência de perfis verticais com a representação completa da unidade. Valores aproximados foram obtidos para as seções Palmeira – São João do Triunfo (720 m) e Ventania – Ibaiti (850 m), mediante a confecção de perfis compostos. Esses valores são similares àqueles de subsuperfície a oeste da faixa aflorante, mostrando equivalência entre as seções de campo e de poços. Segundo levantamentos de Medeiros (1971 apud d'Ávila, 1999), a espessura aproximada do Grupo Itararé na seção Lapa – São Mateus do Sul é de 600 m. Na porção nordeste da área, Caetano-Chang (1984) obteve espessura de 1100 m a partir de levantamentos na seção Itararé – Itaporanga (SP), o que se aproxima aos valores verificados em poços próximos, tais como 2-PN-1-SP e 1-SA-1-SP. Mesmo que imprecisos, os dados de espessura obtidos em seções de superfície evidenciam espessamento do Grupo Itararé para norte, seguindo o mesmo padrão regional observado em subsuperfície. Valores anômalos de espessura ocorrem principalmente no centro-sul do Paraná, o que sugere a influência de estruturas regionais na compartimentação da bacia, delineando altos estruturais contemporâneos à sedimentação. Outra provável razão para variações locais de espessura seria a presença de paleovales ou canais escavados no embasamento.

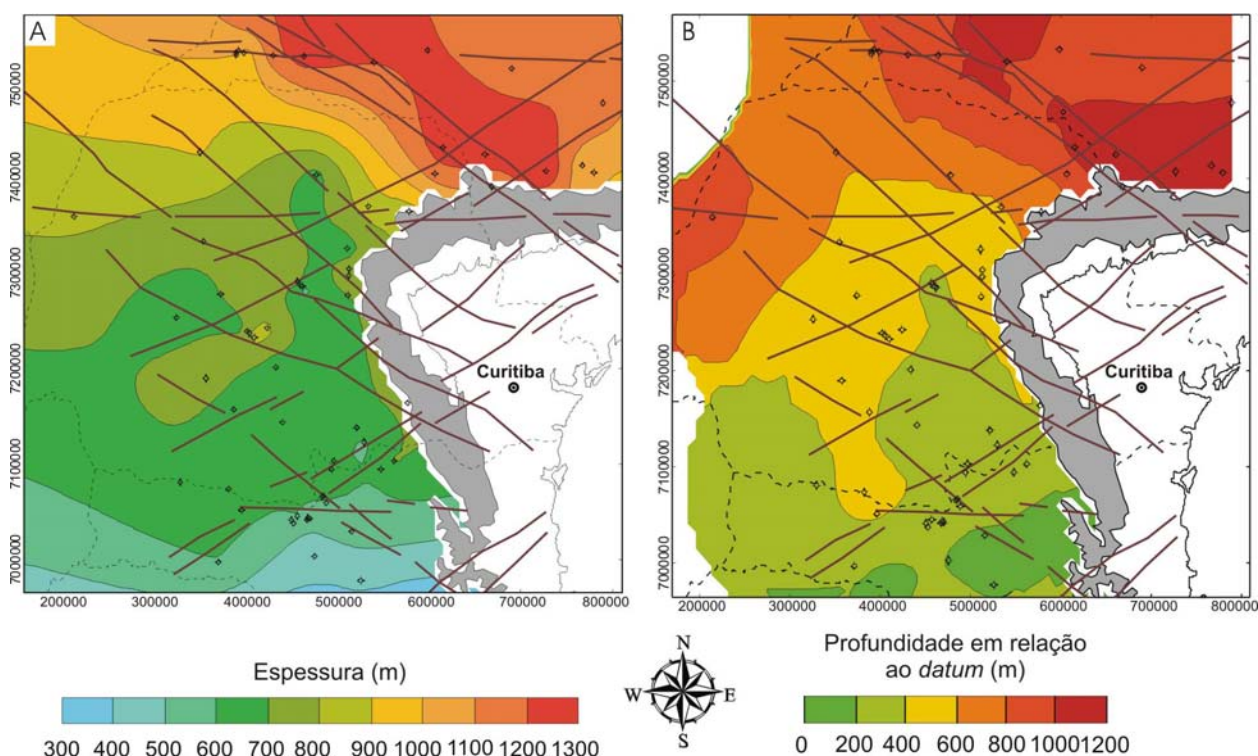


Figura 7.1 – A) Mapa de isópacas do Grupo Itararé na área estudada. B) Mapa de contorno do substrato pré-Itararé tendo como *datum* a superfície de máxima inundação do Membro Lontras. Traços representam alinhamentos estruturais definidos por Zalán et al. (1987). Pontos referem-se aos poços utilizados na interpolação.

7.1. RELAÇÕES DE CONTATO

Na área estudada, o limite basal do Grupo Itararé configura uma discordância erosiva angular ($\sim 3^\circ$), conhecida como discordância pré-Pensilvaniano (Soares, 1991). A presença dessa desconformidade é nítida nas variações bruscas de assinatura em perfis petrofísicos de poços e em afloramentos, refletindo-se muitas vezes em quebras de relevo (Fig. 7.2-A). A superfície erosiva foi desenvolvida sobre um substrato heterogêneo composto por rochas ígneas/metamórficas do embasamento pré-cambriano, bem como por unidades sedimentares pré-carboníferas da Bacia do Paraná (Fig. 7.2). Aparentemente, a compartimentação litológica do substrato pré-Itararé foi controlada por basculamentos e movimentações ao longo de falhas durante o intervalo Neodevoniano – Neocarbonífero (e.g. Assine, 1996; Vesely et al., 2003b), em eventos que apresentam relação temporal com soerguimentos impostos pela orogenia Chânica ou Eo-Herciniana, ocorrida na margem oeste da placa sul-americana (López-Gamundi & Rosselo, 1993).

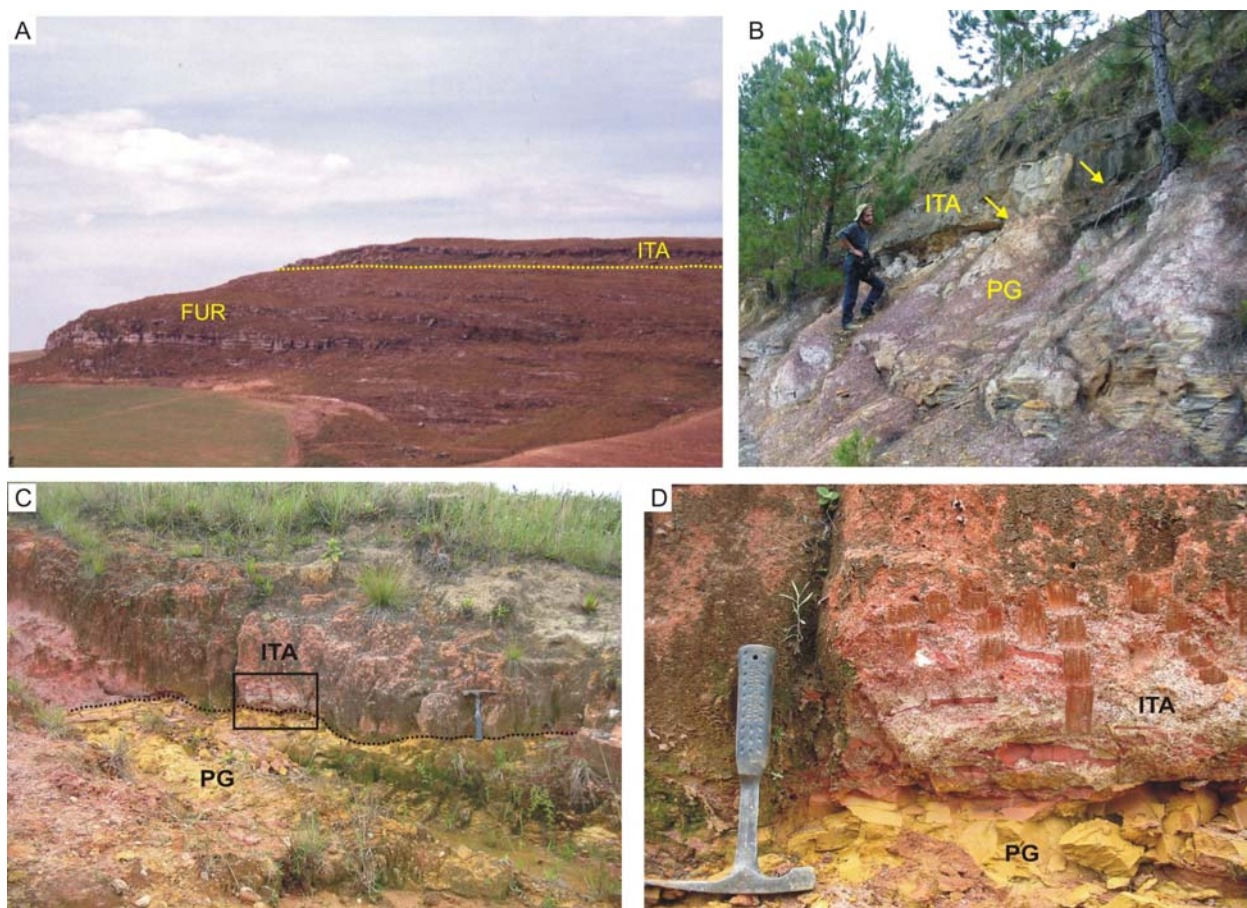


Figura 7.2 – Contato entre arenitos do Grupo Itararé (ITA) e unidades subjacentes na faixa de afloramentos: A) com arenitos da Formação Furnas (FUR) no Parque Estadual de Vila Velha (ponto 57). Com folhelhos da Formação Ponta Grossa (PG) em Jaguariaíva (ponto 148) (B) e entre Palmeira e Ponta Grossa (ponto 78) (C, D).

O hiato envolvido na discordância pré-Pensilvaniano na Bacia do Paraná é de no mínimo 50 Ma, como verificado na sondagem de Apucarana (2-AP-1-PR), onde os estratos basais do Grupo Itararé, com idade westfaliana, assentam sobre fácies regressivas frasnianas do topo da Formação Ponta Grossa. O maior hiato é constatado no extremo sudeste da área de estudo, com estratos da parte média do Grupo Itararé, de provável idade estefaniana, repousando diretamente sobre gnaisses do embasamento pré-cambriano, sendo exemplo o poço 2-MB-1-SC.

As fácies do Grupo Itararé depositadas diretamente sobre a superfície discordante compreendem diamictitos, conglomerados, arenitos ou folhelhos/ritmitos. Em alguns casos, ocorrem evidências de abrasão glacial nessa superfície, com a presença de estrias, sulcos e outras feições típicas de pavimentos glaciais (ver figura 6.2). Irregularidades de grande escala (depressões e cristas) também podem ser verificadas, provavelmente devido ao desenvolvimento de um paleorelevo esculpido por ação glacial direta e/ou por fluxos de água de degelo.

O limite superior do Grupo Itararé estabelece-se, em termos litoestratigráficos, no contato dos diamictitos glácio-marinhos do seu topo com as associações flúvio-deltaicas da base da Formação Rio Bonito. Na porção centro-norte da área de estudo o contato Itararé/Rio Bonito representa uma discordância erosiva desenvolvida por erosão subaérea no topo do Grupo Itararé (e.g. Soares, 1972; Soares & Cava, 1982; Milani, 1997; Vesely, 2001; Zacharias, 2004). Exemplos desse contato discordante na faixa de afloramentos ocorrem na região de Ibaiti-Figueira, nordeste do Paraná, onde arenitos estuarinos da Formação Rio Bonito preenchem vales incisos escavados sobre diamictitos (Zacharias, 2004). Em alguns casos, arenitos portadores de carvão assentam diretamente sobre os diamictitos glácio-marinhos, como ocorre na região de Carvãozinho, a oeste de Ibaiti. A coloração avermelhada dos diamictitos, tanto em superfície quanto em testemunhos, constitui provável indício de oxidação por exposição aérea no Eopermiano (Fig. 7.3). No estado de São Paulo, essa desconformidade torna-se mais evidente devido à brusca variação litológica vertical entre litotipos do topo do Grupo Itararé e da base da Formação Tatuí (desconformidade pré-Tatuí de Soares, 1991).

O desenvolvimento da discordância Itararé-Guatá deve-se ao rearranjo geométrico da bacia, que passou a experimentar, a partir do Eopermiano, soerguimento generalizado a norte e maior taxa de subsidência a sul, fato evidenciado por paleocorrentes provenientes de norte em arenitos da Formação Tatuí (Assine et al., 2003). Milani (1997) associa esse rearranjo à dinâmica tectônica da placa sul-americana no Permiano, assumindo relação com propagação de esforços da orogenia San Rafaelica (La Ventana). Outra hipótese é a de emergência isostática pós-glacial (*rebound*), conforme aventado por Vesely (2001) e Zacharias (2004).

Em direção ao sul da área estudada, sobretudo a partir do Arco de Ponta Grossa, o limite Itararé – Rio Bonito é menos evidente e as fácies do topo do Grupo Itararé não

apresentam evidências de exposição aérea. Em alguns poços e perfis levantados em campo, o topo do Grupo Itararé é caracterizado por um conjunto progradante de parasseqüências. No poço 2-MB-1-SC, essa progradação possui mais de 100 metros de espessura e comporta lamitos maciços ou estratificados, ritmitos lama/areia e fácies heterolíticas com laminação cruzada cavalgante, ondulações de fluxo combinado e localmente truncamentos por ondas (HCS de pequeno porte), essas últimas apresentando bioturbações (Fig. 7.4). No topo da sucessão progradante, fácies heterolíticas arenosas, provavelmente de frente deltaica, são truncadas por arenitos médios a grossos, esses últimos representando fácies fluviais ou de planície deltaica. Essa superfície erosiva marca a entrada de um pacote arenoso com padrão cilíndrico na curva de raios-gama, representando o limite basal da Formação Rio Bonito (Fig. 7.4). Apesar da falta de evidências de um hiato significativo envolvido nessa descontinuidade, a mudança brusca no padrão de perfil e a variação abrupta de fácies sugerem um limite de seqüência deposicional, com um trato de mar alto sendo superposto por um trato de mar baixo.

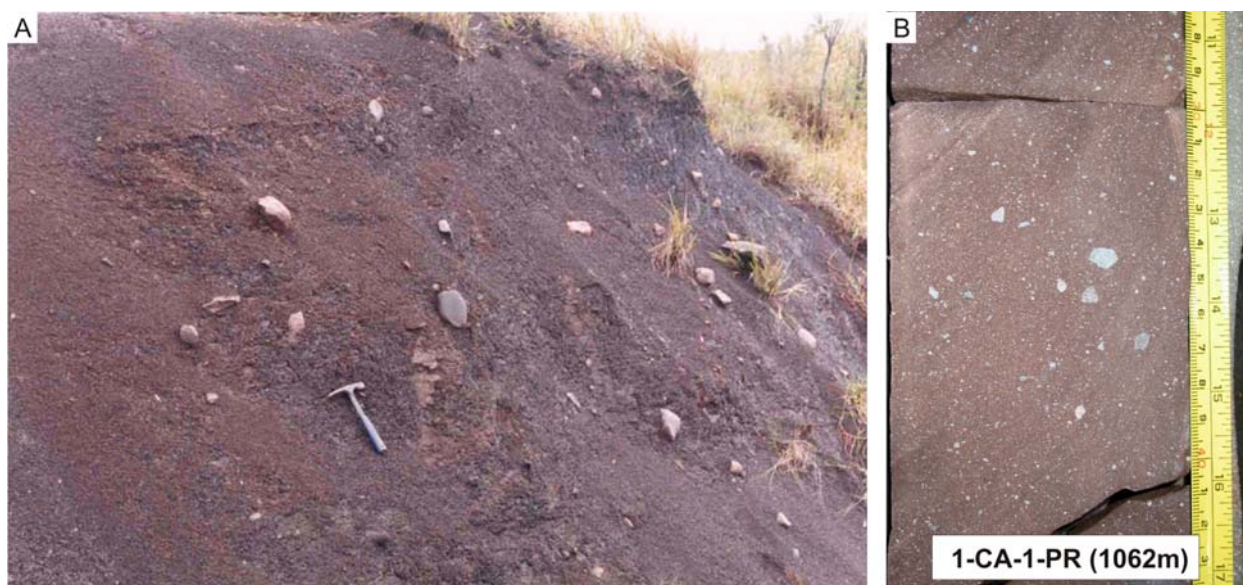


Figura 7.3 – Diamictitos de coloração marrom avermelhada abaixo do contato com a Formação Rio Bonito em superfície (A) e em testemunho de poço a mais de 1000 metros de profundidade (B). Provável evidência de exposição subaérea associada à discordância eopermiana.

7.2. PADRÕES DE PREENCHIMENTO

Dados de paleocorrentes medidos em diferentes níveis estratigráficos do Grupo Itararé na área estudada, aliados a outros indicadores de fluxo sedimentar (deformações penecontemporâneas e imbricação de clastos), indicam transporte de sedimentos principalmente para noroeste e subordinadamente para oeste-sudoeste e norte-nordeste (ver capítulo 5). Padrão semelhante é verificado quando observados indícios de paleofluxo de geleiras principalmente para norte-noroeste presentes em superfícies estriadas, conforme discutido no capítulo 6. A coincidência entre paleocorrentes e fluxo glacial sugere que as

geleiras foram os principais supridores de detritos para a bacia e que o transporte e a deposição estiveram vinculados a fluxos de água provenientes do degelo (Fig. 7.5-A e D). Exceção é feita aos deslizamentos e escorregamentos de massa, que representam processos de ressedimentação e cujos sentidos de movimento podem estar associados a instabilidades tectônicas à época da sedimentação.

Mapas de atributos confeccionados para o Grupo Itararé com base em dados de poços fornecem informações adicionais para a interpretação dos padrões de preenchimento na porção não aflorante da bacia (Fig. 7.5). O mapa de porcentagem da classe de litotipos arenito+conglomerado (Fig. 7.5-A) evidencia área com valores inferiores a 45% no centro-norte do Paraná, o que obviamente coincide com uma zona de elevada porcentagem da assembléia siltito+folhelho (Fig. 7.5-B). Essa área é alongada na direção norte-sul e paralela ao eixo da bacia, podendo ser interpretada como uma porção distal dos sistemas deposicionais alimentados de sudeste.

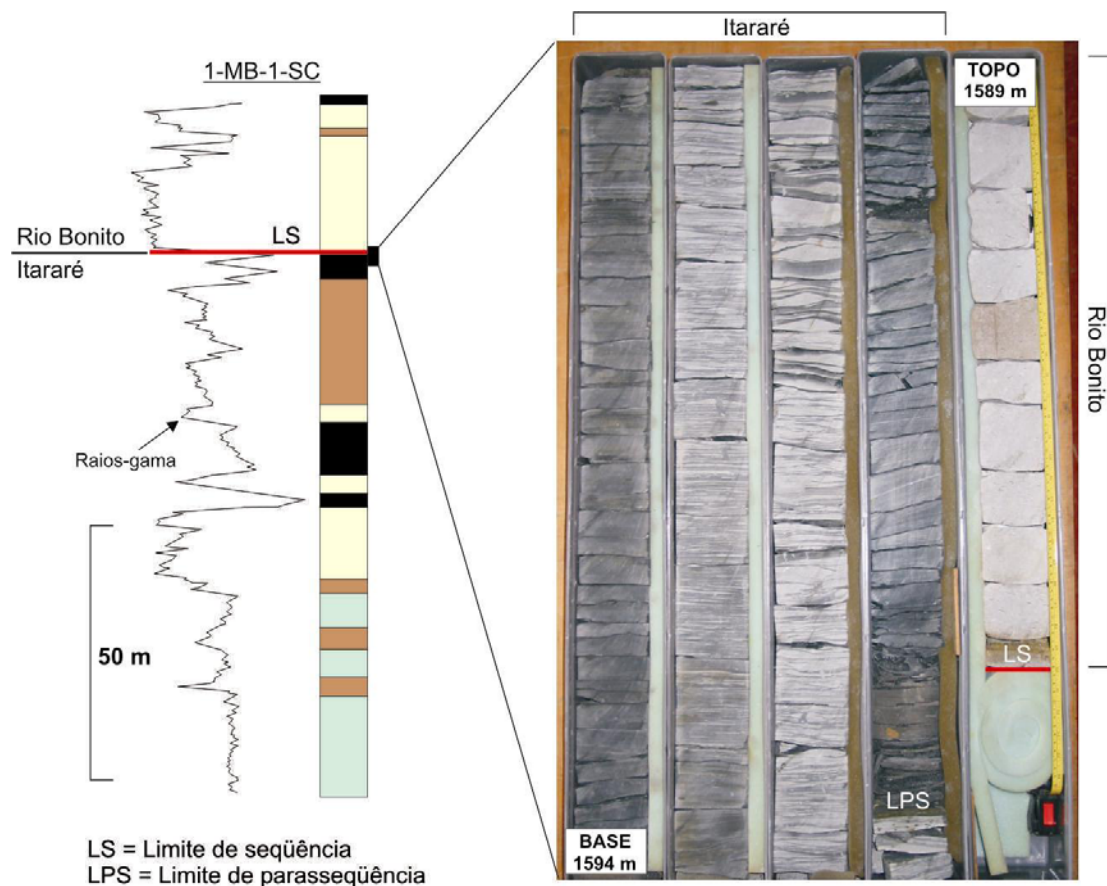


Figura 7.4 – Segmento do poço Marombas (2-MB-1-SC), ilustrando o topo progradante do Grupo Itararé e seu contato com a Formação Rio Bonito. No detalhe, lamitos e fácies heterolíticas do Grupo Itararé organizadas em parasseqüências granocrescentes. O conjunto é truncado no topo por arenitos maciços da base da Formação Rio Bonito.

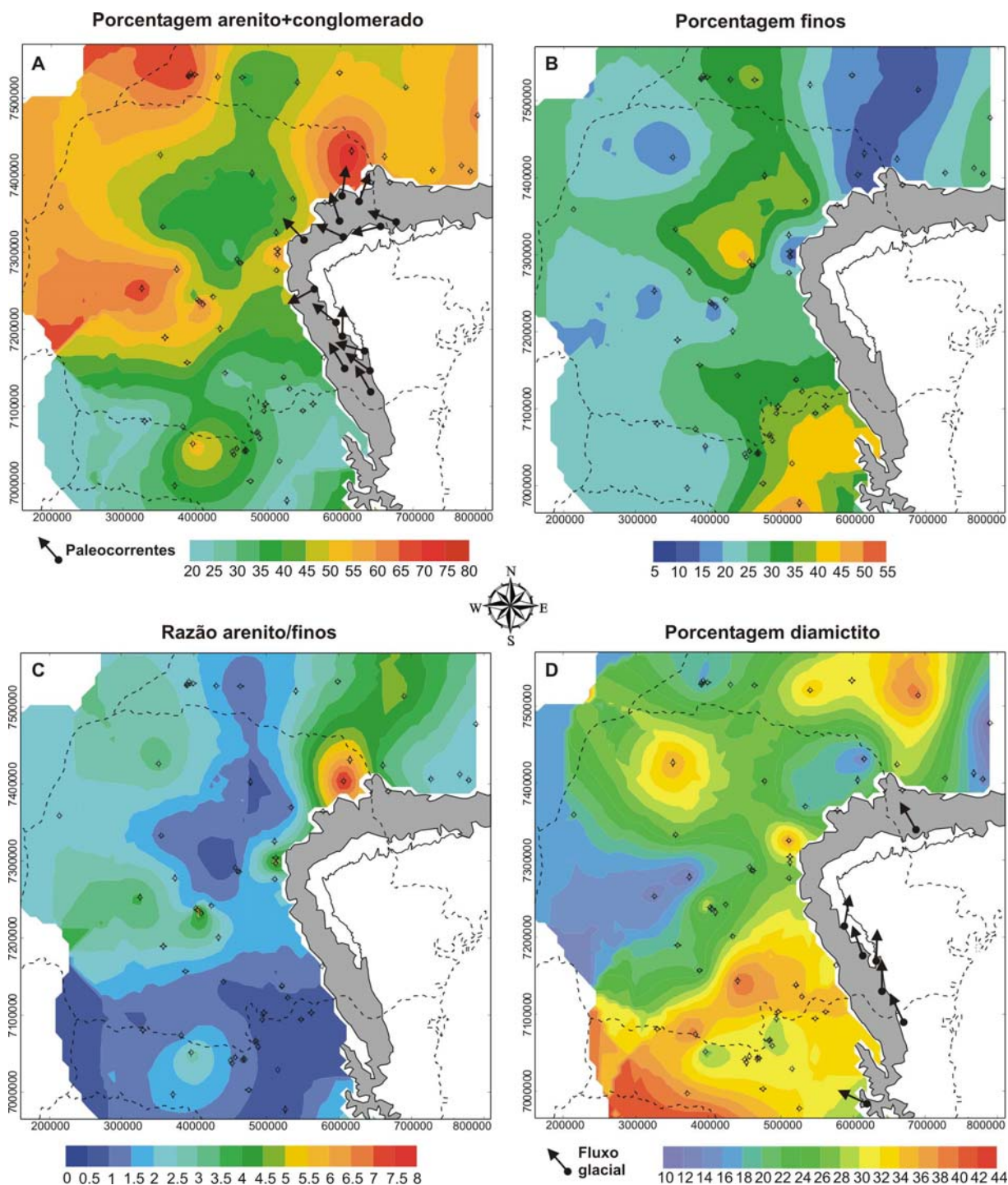


Figura 7.5 – Mapas de atributos para o Grupo Itararé confeccionados a partir de dados de poços. Setas indicam vetores médios de paleocorrentes (em A) e de paleofluxo glacial (em D).

Outra característica relevante a respeito dos teores de areia e cascalho, é a tendência geral de decréscimo desses litotipos no sentido NNW-SSE, também visível no mapa de isovalores da razão arenito+conglomerado/folhelho+siltito (Fig. 7.5-C). Esse fato é curioso, pois se esperaria que as áreas mais próximas à fonte de sedimentos (sudeste) apresentassem maior proporção de clásticos grossos. Para essa questão adota-se uma explicação alternativa, na qual o fator climático possa ter exercido influência no zoneamento litológico. Como o centro

dispersos de geleiras situava-se a sudeste, supõe-se que em direção a esse quadrante as condições climáticas eram cada vez mais severas, possivelmente com geleiras de regime subpolar. Com isso, havia menor volume de água de degelo disponível para remobilizar e retrabalhar os detritos glaciogênicos de modo a produzir sistemas deposicionais areno-conglomeráticos. O mesmo já não ocorreu do centro-sul do Paraná para norte, onde espessas sucessões arenosas sugerem geleiras temperadas ou de base úmida. Outro ponto a favor dessa interpretação são as altas porcentagens de diamictito no sul da área estudada (Fig. 7.5 - D), com valores de até 45% desse litotipo. Além de indicar maior proximidade das massas de gelo, esse dado sugere padrões de deglaciação dominados por ressedimentação gravitacional, chuva de detritos e possivelmente degelo basal sob plataformas de gelo, o que produziria fácies glácio-marinhas com menos intercalações arenosas. Esse padrão de deglaciação foi interpretado por Visser (1996) ao analisar sucessões essencialmente diamictíticas no Grupo Dwyka, Paleozóico Superior da África do Sul.

Deve-se considerar que a presença marcante de litotipos pelíticos na parte sul da área também está associada à presença do embaiamento ou sub-bacia de Rio do Sul, situado no centro-leste catarinense (Formação Rio do Sul, e.g. Santos, 1987; Castro, 1991; Canuto, 1993; Santos et al., 1996). Essa área caracteriza-se por apresentar grandes volumes de sedimentos glácio-marinhos argilosos, contrastando dos setores adjacentes da bacia (Fig. 7.6).

Os mapas da figura 7.5 ilustram padrões de distribuições de litofácies para o Grupo Itararé como unidade indivisa. Mapas de razão arenito/pelito, confeccionados para as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, apresentam padrões semelhantes, sugerindo sentidos de preenchimento grosso modo persistentes durante toda a sedimentação do Grupo Itararé (Fig. 7.7). Notam-se nas três unidades valores altos da razão arenito/pelito próximo ao limite oriental da bacia, sugerindo entrada de clásticos grossos de leste e sudeste. Para o caso específico da Formação Campo Mourão, uma importante célula de suprimento parece ter atuado na região hoje situada junto ao flanco norte do Arco de Ponta Grossa (área de Jacarezinho-Joaquim Távora). Áreas com altas proporções de arenito a oeste podem ser sugestivas de suprimento proveniente da margem ocidental da bacia, mas essa indicação deve ser tratada com reservas devido à carência de dados naquela porção da bacia.

7.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

A análise do arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé sob o enfoque da estratigrafia de seqüências baseou-se na descrição minuciosa do seu empilhamento a partir de perfis verticais em poços e afloramentos. Com a identificação de superfícies-chave (marcos estratigráficos e descontinuidades erosivas), unidades limitadas por desconformidades foram definidas em seções de afloramentos e correlacionadas com base em dados de subsuperfície.

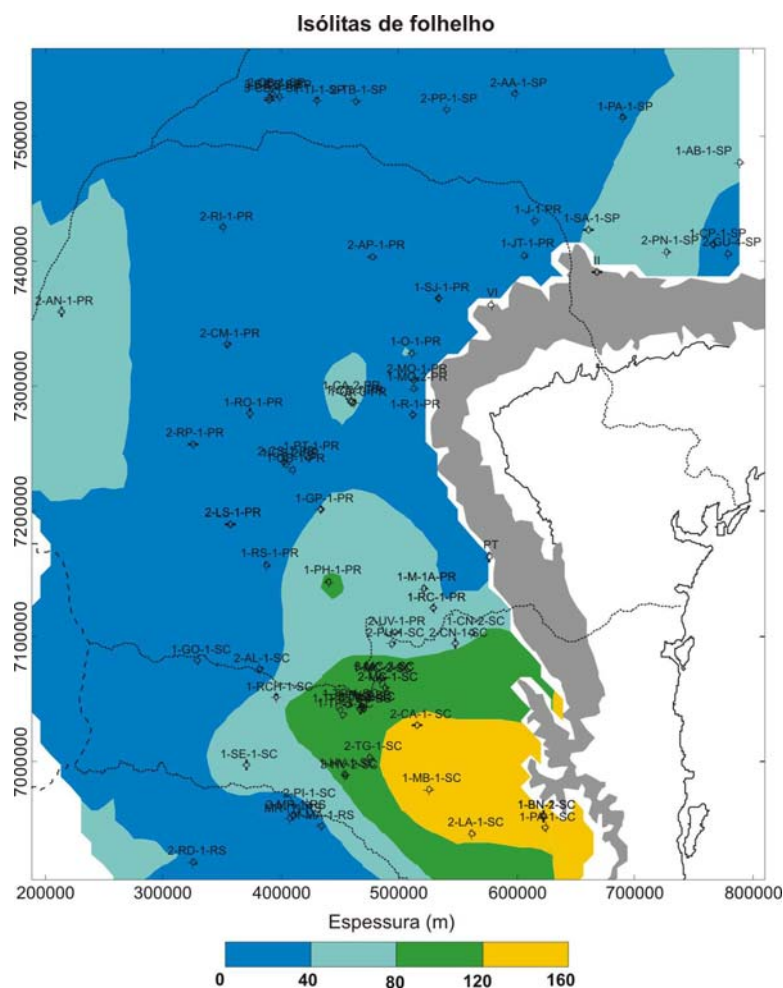


Figura 7.6 – Isópacas de folhelho para o intervalo compreendido entre a base do Membro Lontras e o topo do Grupo Itararé. A região ocupada pela Formação Rio do Sul aparece destacada em amarelo.

7.3.1. MARCOS ESTRATIGRÁFICOS

Na área estudada o Grupo Itararé compreende múltiplos intervalos argilosos nos quais foram documentados fósseis marinhos em trabalhos anteriores (e.g. Oliveira, 1927; Almeida, 1945; Lange, 1954; Rocha-Campos & Rösler, 1978; França et al., 1996; Souza, 2000; Quadros, 2002). Pelo menos três desses horizontes possuem grande continuidade lateral e são interpretados como incursões marinhas importantes durante a sedimentação, apresentando grande valor cronoestratigráfico. Por ocorrerem tanto em subsuperfície quanto em afloramentos, tais horizontes pelíticos foram aqui considerados marcos para a correlação estratigráfica, conforme ilustrado na seção da figura 7.8.

O horizonte-chave mais antigo situa-se na porção basal do Grupo Itararé e foi denominado de Folhelho Roncador por França & Potter (1988), com seção de referência no intervalo de profundidade 3.585 - 3.633 m do poço 1-RO-1-PR. O pico de radioatividade/argilosidade contido nesse intervalo foi denominado no presente trabalho de marco “R”. Esse marco pode ser rastreado em subsuperfície em praticamente todo o Paraná,

inclusive no extremo oeste do estado, estando bem representado no poço 2-AN-1-PR. No norte da área, folhelhos correlatos ocorrem nos poços 2-AB-1-SP e 3-CB-3-SP. Os valores altos de radioatividade verificados nos poços 1-RO-1-PR e 2-CS-1-PR (Fig. 7.8) são característicos apenas na porção central do Paraná, conforme a definição original de França & Potter (1988). Nas demais áreas, esses folhelhos radioativos interdigitam-se lateralmente com outras fácies lamíticas, como diamictitos, ritmitos e lamitos indiferenciados, constituindo um intervalo de ocorrência ampla na área estudada.

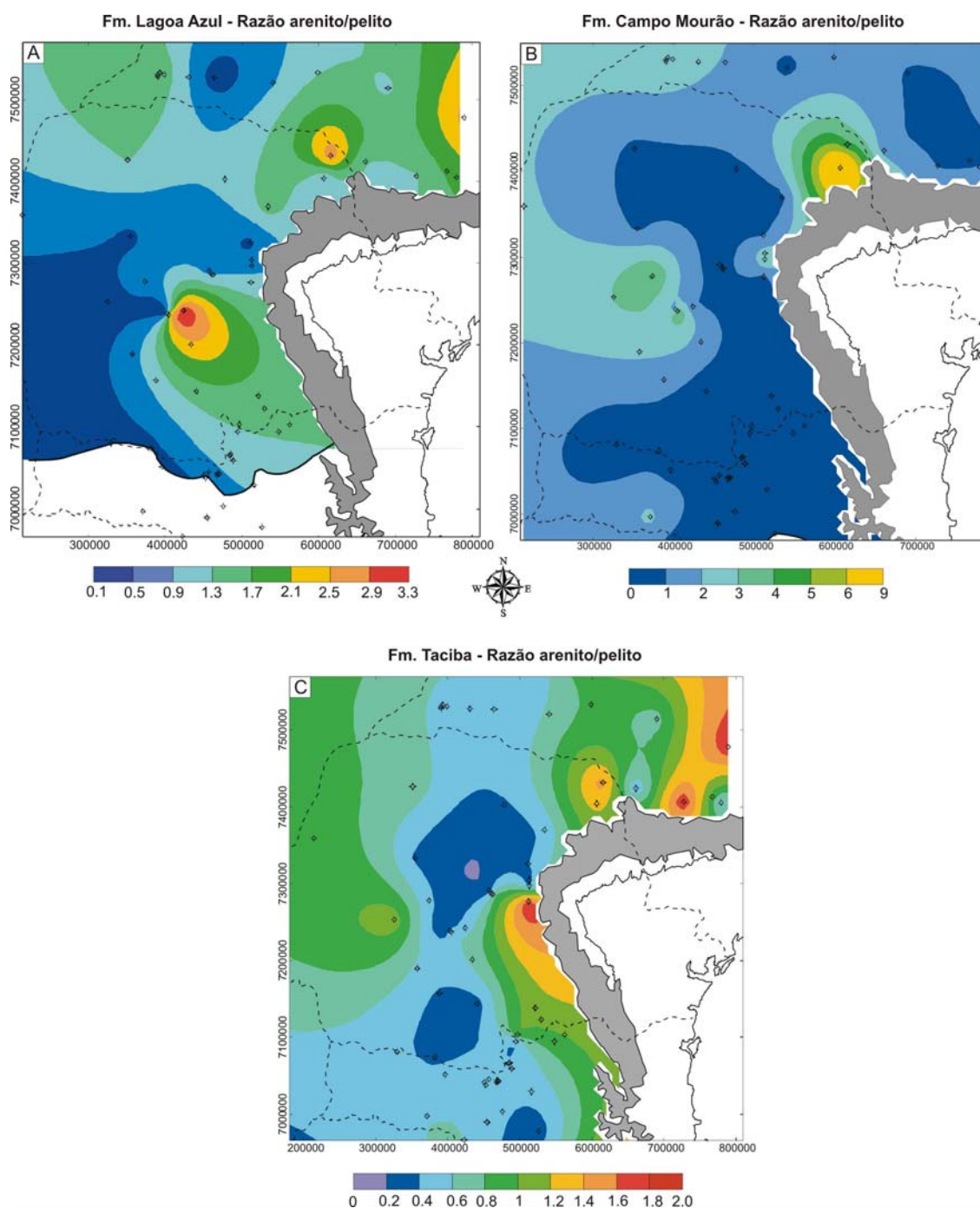


Figura 7.7 – Mapas de razão arenito/pelito para as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Áreas em branco representam ausência da referida unidade.

A idade do Folhelho Roncador foi determinada como westfaliana com base em palinomorfos (Daemon & França, 1993), estando posicionado na biozona *Ahrensisporites cristatus* de Souza (2000). Em termos litoestratigráficos, os folhelhos pertencem ao Membro Tarabá da Formação Lagoa Azul, unidade representativa do terço basal do Grupo Itararé em subsuperfície. Na faixa de afloramentos, França et al. (1996) correlacionaram o folhelho Roncador com um intervalo de folhelhos, ritmitos e diamictitos que ocorre sob o arenito Lapa no sudeste do Paraná, mapeados pela Petrobrás como Formação Campo do Tenente (Schneider et al., 1974). Os folhelhos radioativos estariam representados em afloramentos por folhelhos rítmicos marrom avermelhados e ricos em clastos caídos, os mesmos que haviam sido informalmente denominados por Maack (1946) de “folhelho chocolate”. Em função da idade admitida para esse intervalo, é sugestiva também sua correlação com o horizonte marinho de Araçoiaba da Serra, sul do estado de São Paulo, portador de assembléia microflorística do Westfaliano (Lima et al., 1983).

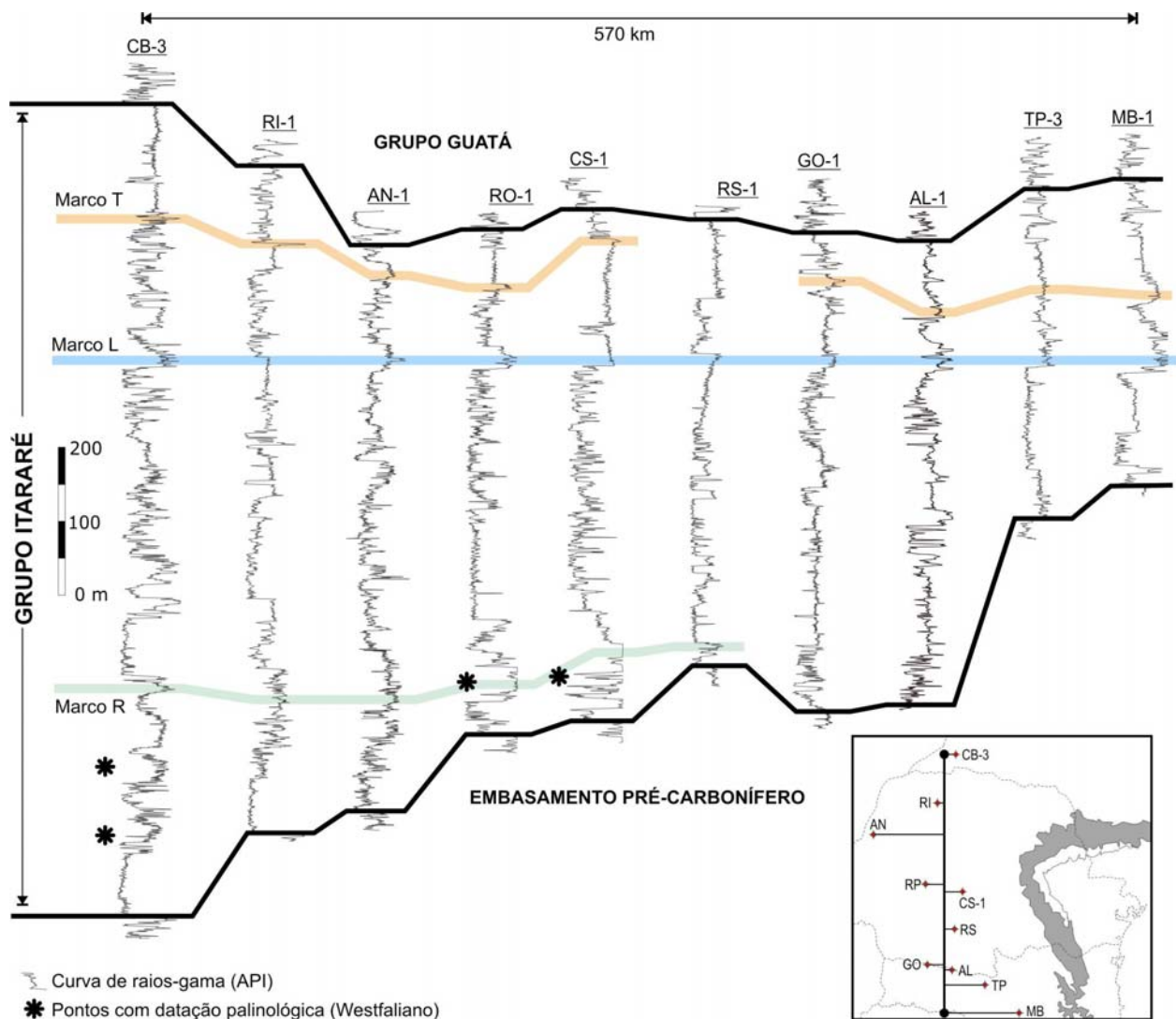


Figura 7.8 – Seção regional norte-sul mostrando a distribuição dos três horizontes marinhos de referência em subsuperfície. Seção horizontalizada no marco "L" (folhelho Lontras). Datação palinológica segundo Souza (2000).

Na porção intermediária do Grupo Itararé foram documentadas várias localidades portadoras de faunas marinhas, como Guaraúna (PR) e Capivari (SP), ambas consideradas cronocorrelatas com base nas associações de fósseis (Rocha-Campos & Rösler, 1978). Em nível equivalente ocorrem folhelhos marinhos no poço 1-O-1-PR (Ortigueira), entre as profundidades 523 – 555 m, nos quais a presença de acritarcos e *tasmanites* foi documentada recentemente por Quadros (2002). Schneider et al. (1974) consideraram o folhelho Guaraúna cronocorrelato ao folhelho Lontras, situado na base da Formação Rio do Sul. Castro (1999) correlaciona o folhelho Lontras até a parte centro-norte da bacia e admitiu equivalência com o horizonte marinho de Capivari, constituindo assim um importante *datum* para correlação regional.

Nas correlações apresentadas no presente trabalho, esse horizonte marinho é aqui denominado de marco “L”, em referência à seção descrita por Schneider na região de Lontras–SC e admitindo sua grande continuidade lateral proposta por Castro (1999). Em perfis de poços, o marco “L” aparece como um horizonte argiloso com altos valores API, identificável em praticamente todos os perfis analisados (Fig. 7.8). Além dos típicos folhelhos escuros, outras fácies presentes no intervalo são ritmitos, diamictitos e siltitos, com eventuais intercalações arenosas, pertencentes à parte superior da Formação Campo Mourão. Em vista do conteúdo palinológico, o marco “L” situa-se na biozona *Crucisaccites monoletus* de Souza (2000) e apresenta provável idade estefaniana.

O folhelho Passinho, descrito na região de Teixeira Soares (PR), constitui um horizonte de referência situado no topo do Grupo Itararé, logo abaixo do contato com a Formação Rio Bonito. Sua rica fauna de invertebrados marinhos foi documentada por Oliveira (1927), Almeida (1945) e Lange (1954). Esse último autor destacou uma sucessão marinha com cerca de 70 metros de espessura na parte superior do Grupo Itararé, que incluía, além do folhelho Passinho, as camadas fossilíferas de Baitaca e Rio d’Areia. Esse intervalo foi denominado de Formação Teixeira Soares e mais tarde também seria reconhecido em perfis de poços.

O intervalo equivalente ao folhelho Passinho foi utilizado por Milani (1997) como *datum* de correlação regional em subsuperfície, posicionado na Formação Taciba e denominado de marco “T”. Segundo Milani (1997), esse marco apresenta fósseis marinhos com afinidades à fauna de *Eurydesma*, considerada de idade sakmariana (Permiano Inferior). Em alguns poços, como 1-GO-1-SC e 2-AL-1-SC, o pico de radioatividade/argilosidade referente ao marco “T” situa-se em um delgado nível de folhelhos dentro de uma espessa sucessão de diamictitos (Membro Chapéu do Sol) e marca a base de um ciclo progradante que inicia no Grupo Itararé e em alguns casos se prolonga até a base da Formação Rio Bonito (Fig. 7.8).

7.3.2. SUBDIVISÃO ESTRATIGRÁFICA

O levantamento de um perfil vertical composto na seção Ventania – Ibaiti (BR-153) possibilitou a análise do empilhamento estratigráfico do Grupo Itararé em superfície, onde a unidade alcança cerca de 850 m de espessura (Fig. 7.9). Em virtude da sua representatividade vertical e pequena omissão de intervalos, esse perfil composto é aqui considerado seção de referência do empilhamento do Grupo Itararé na faixa aflorante.

Conforme já citado em trabalhos prévios do autor (Vesely, 2001; Vesely & Assine, 2004), na seção Ventania – Ibaiti o Grupo Itararé pode ser dividido em cinco sucessões de fácies com espessuras entre 130 e 200 m. O reexame da área demonstrou que em cada sucessão ocorre a recorrência vertical das associações A, B, C e D em ordem ascendente. As sucessões são limitadas por descontinuidades erosivas nas quais conglomerados ou arenitos grossos superpõem diamictitos, lamitos ou arenitos. Representam desconformidades que podem ser interpretadas como limites de seqüências, pois registram mudanças abruptas nas condições deposicionais. Portanto, segundo a conceituação de Vail et al. (1977), as sucessões de fácies limitadas por essas desconformidades podem ser classificadas como seqüências deposicionais.

Em função da recorrência vertical das associações, o arranjo vertical de fácies é semelhante nas cinco seqüências, composto na parte inferior por sucessões com padrão de granodecrescência ascendente e na parte superior por sucessões com padrão de granocrescência ascendente, compondo assim ciclos de retrogradação-progradação (Fig. 7.10). O segmento de característica retrogradante é o mais espesso e constitui quase que a totalidade do empilhamento de cada seqüência em alguns casos. Já o segmento progradante do topo está na maioria das vezes incompleto ou totalmente erodido por ser truncado pelas desconformidades.

Com exceção da seqüência 1 em cuja base ocorrem diamictitos subglaciais da associação A (tilitos), o segmento inferior de cada seqüência exhibe um possante pacote areno-conglomerático assentado diretamente sobre o limite de seqüência, composto na maior parte por depósitos de *outwash* subaquoso (associação B). Esses pacotes transicionam para sucessões heterogêneas compostas por arenitos intercalados com diamictitos, ritmitos e folhelhos (associação C inferior), que culminam em folhelhos representando a máxima argilosidade de cada seqüência (superfície de inundação máxima). A partir desse pico argiloso se inicia o segmento progradante, composto por ritmitos, siltitos, diamictitos e arenitos, onde são freqüentes feições de deformação penecontemporânea (associação C superior e associação D). Quando preservadas, as fácies presentes no topo das seqüências incluem arenitos limpos e bem selecionados, com cruzadas de baixo ângulo ou estratificação plano-paralela, sugestivos de condições regressivas (associação D).

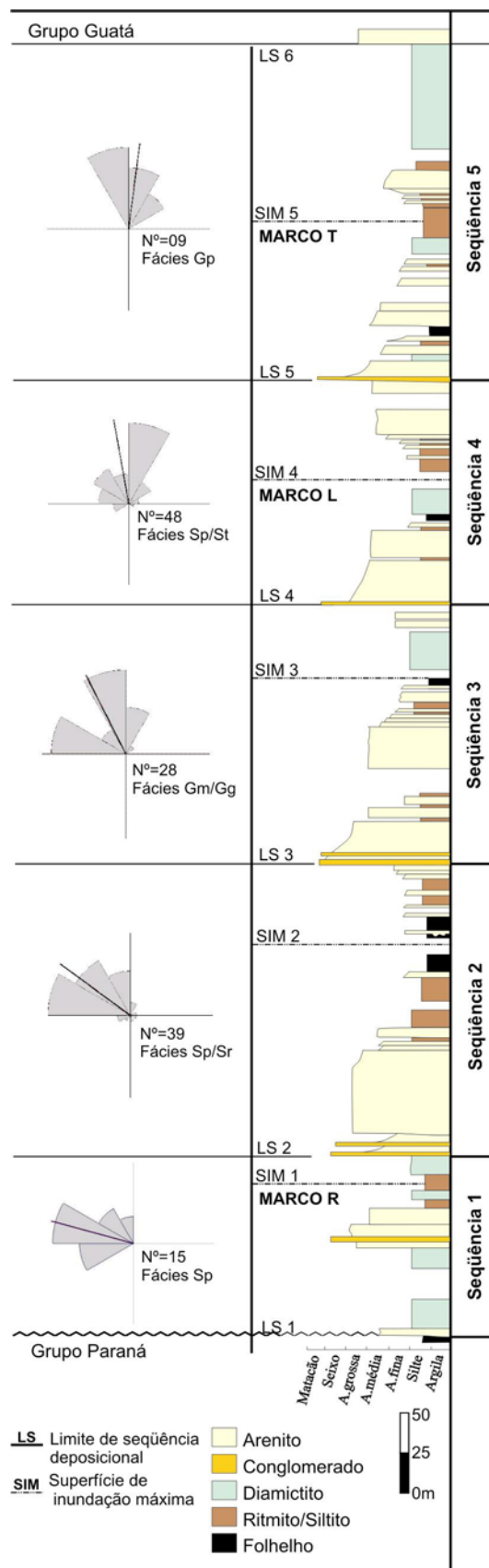


Figura 7.9 – Perfil estratigráfico vertical representativo do empilhamento e subdivisão estratigráfica do Grupo Itararé na seção Ventania – Ibaiti (modificado de Vesely & Assine 2004). Diagramas em rosetas referem-se a dados de paleocorrentes, com indicação do número de dados e fácies em que foram realizadas as medidas.

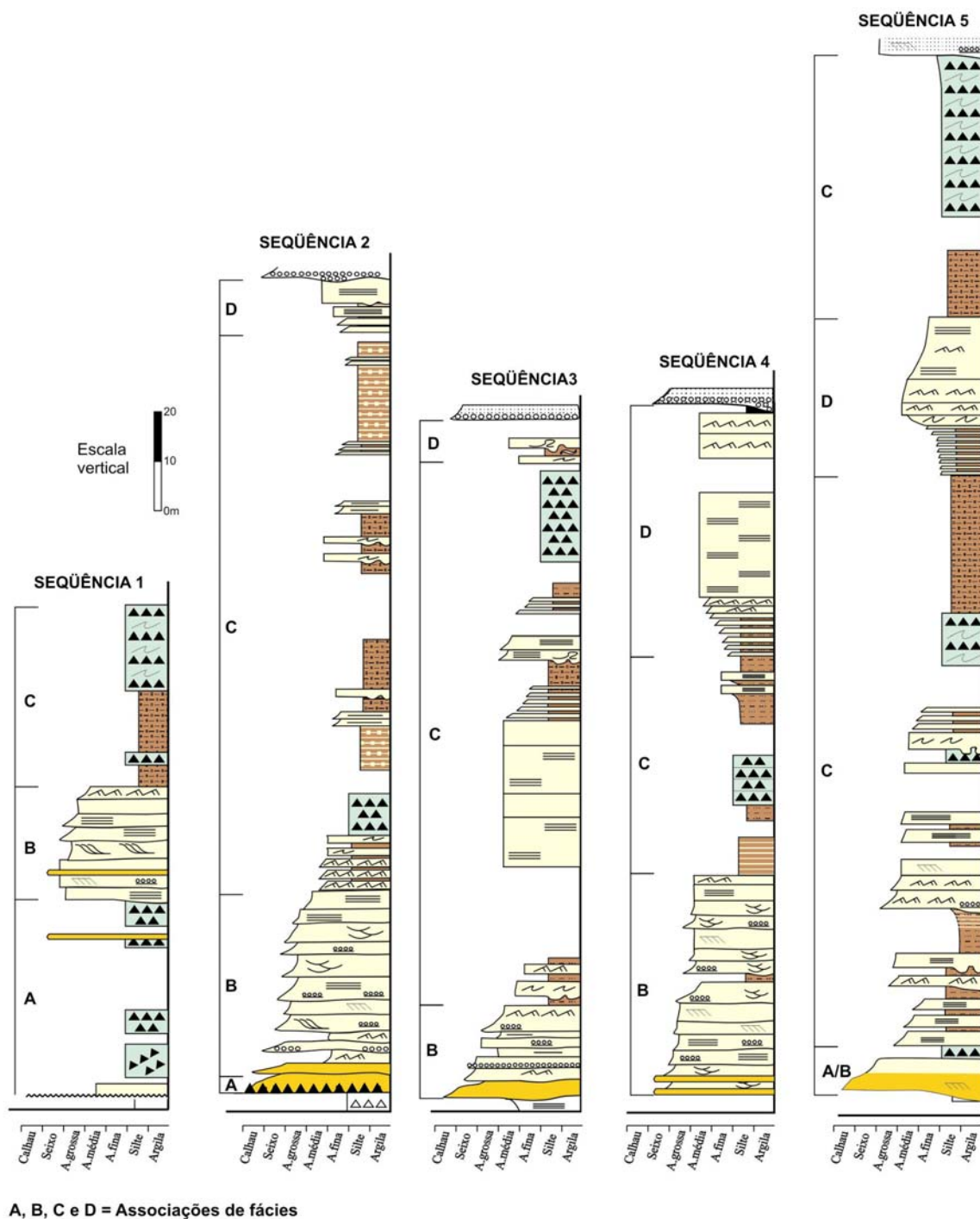


Figura 7.10 – Arranjos verticais de fácies das cinco seqüências definidas para o Grupo Itararé na seção Ventania – Ibaiti (extraído de Vesely & Assine 2004). Legenda na figura 5.1 (p. 78).

O mesmo padrão de empilhamento verificado na seção Ventania – Ibaiti também pôde ser constatado na seção Arapoti – Wenceslau Brás que, embora mais pobre em afloramentos, exibe com clareza a recorrência de espessas sucessões arenosas marcando a parte inferior das cinco seqüências (Vesely, 2001). Isso indica que, pelo menos para o flanco norte do Arco de Ponta Grossa, tais unidades arenosas são rastreáveis lateralmente e podem constituir um bom critério de mapeamento a ser adotado em trabalhos futuros.

Para verificar a representatividade da subdivisão estratigráfica proposta, as cinco seqüências foram prospectadas nas demais seções aflorantes descritas. Como perfil de referência para o flanco sul do Arco de Ponta Grossa, foi utilizada a seção Palmeira – São João do Triunfo, por apresentar boa continuidade de afloramentos e desnível topográfico favorável ao levantamento estratigráfico (Fig. 7.11).

As cinco seqüências podem ser satisfatoriamente correlacionadas nessa seção, utilizando como *datum* os folhelhos westfalianos da seqüência 1 (marco R). A seqüência 4, contudo, está pobremente exposta e seu contato com a seqüência 5 foi inferido (Fig. 7.11). Apesar de significativas transições laterais de fácies e variações de espessura em relação à seção Ventania – Ibaiti, as seqüências mantêm suas características gerais e os padrões de variação textural na vertical são similares. Pode-se notar no entanto uma diminuição no teor de areia e aumento no teor de diamictitos para sul, fato também verificado em âmbito regional com dados de subsuperfície (ver figura 7.5).

Devido à menor potência das sucessões arenosas, a identificação dos limites de seqüência torna-se mais difícil. Localmente, os conglomerados basais passam na lateral para diamictitos com matriz lamítico-arenosa, representando tilitos subglaciais e/ou depósitos proglaciais de contato da associação de fácies A. Nesse caso, o limite de seqüência situa-se imediatamente abaixo do diamictito.

Nos arredores da seção Palmeira – São João do Triunfo, constatou-se que a seqüência 1 exibe variações laterais de espessura e pode estar ausente em algumas áreas. A nordeste da Cidade de Palmeira, por exemplo, essa seqüência sofre progressivo acunhamento, até desaparecer por completo na área de Vila Velha (pontos 57 e 27) (Fig. 7.12). Os arenitos basais da seqüência 2 estão ali representados pelo arenito Vila Velha, que assenta diretamente sobre o substrato devoniano em alguns dos afloramentos descritos (ver figura 7.4-A). Assim como ocorre na seção Ventania – Ibaiti, na região de Palmeira a seqüência 1 apresenta como fácies basal tilitos de alojamento com típica coloração avermelhada, conhecidos nessa área como tilito Cancela.

Os levantamentos realizados entre São Luiz do Purunã e Ponta Grossa demonstraram que a distribuição desigual da seqüência 1 nessa área deve-se a dois fatores essenciais. O primeiro relaciona-se à sua deposição em um substrato com relevo nitidamente irregular, esculpido sobre rochas siluro-devonianas tanto por erosão glacial direta quanto por fluxos de água de degelo. Pavimentos estriados sobre a Formação Furnas são testemunhas dessa abrasão glacial. O segundo fator foi a erosão diferencial no seu topo, desenvolvida durante o evento que precedeu a deposição da seqüência 2.

O levantamento de perfis verticais nas seções Tibagi - Telêmaco Borba, Lapa - São Mateus do Sul e Campo do Tenente – Mafra permitiu determinar o empilhamento apenas para

as seqüências 1 e 2 base da seqüência 3, devido à escassez de afloramentos dos níveis estratigráficos médio e superior do Grupo Itararé (Fig. 7.11).

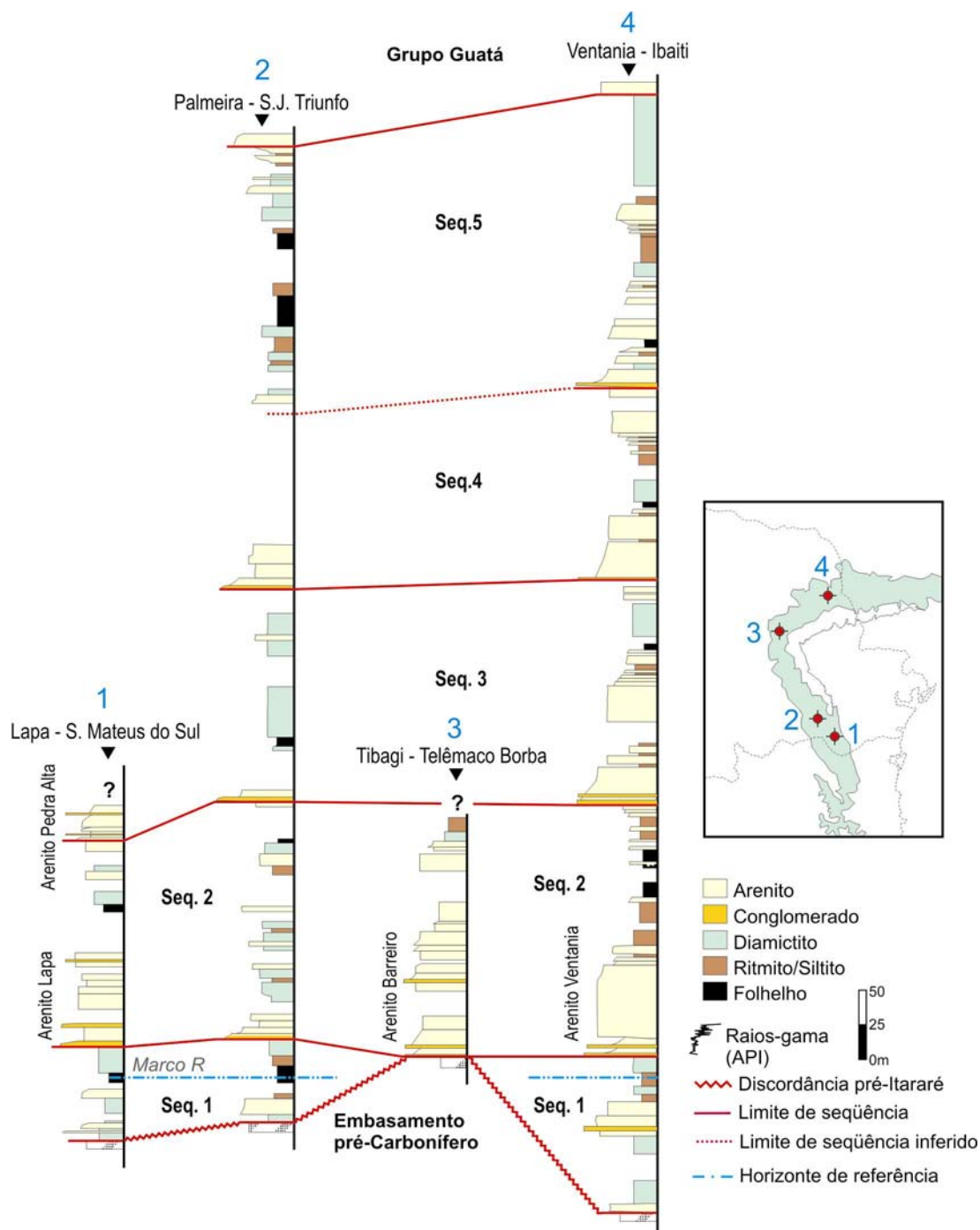


Figura 7.11 – Correlação estratigráfica entre os perfis Ventania – Ibaiti, Tibagi – Telêmaco Borba, Palmeira – São João do Triunfo e Lapa – São Mateus do Sul, ilustrando a representatividade das cinco seqüências do Grupo Itararé ao longo da faixa de afloramentos.

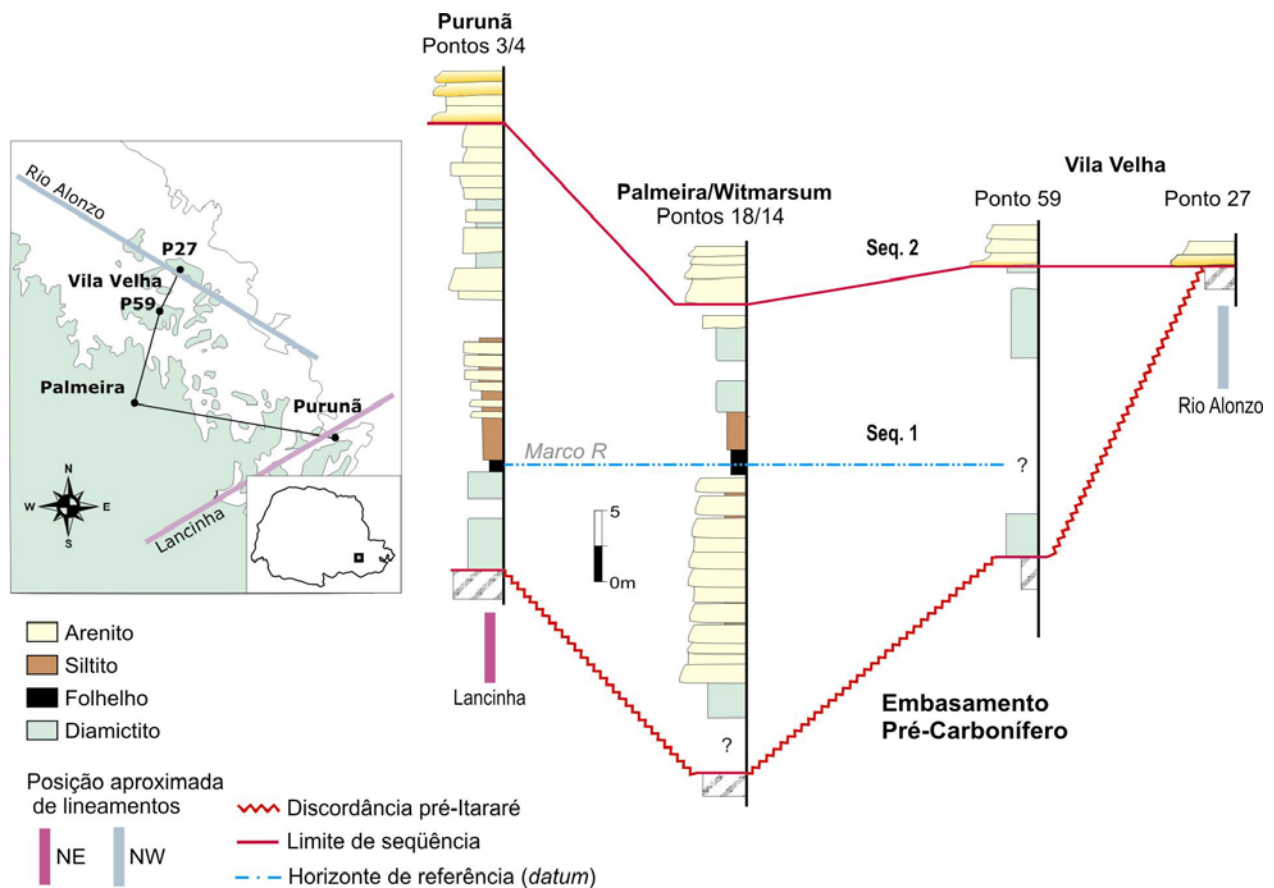


Figura 7.12 – Correlação da seqüência 1 a nordeste de Palmeira, ilustrando seu acunhamento até desaparecer na região de Vila Velha.

Dentre as variações laterais mais significativas, destaca-se a falta da seqüência 1 no perfil Tibagi – Telêmaco Borba, por não-deposição ou erosão posterior. Na área onde o perfil foi levantado (Morro do Jacaré), conglomerados e arenitos da base da seqüência 2 (arenito Barreiro) assentam diretamente sobre a Formação Ponta Grossa. A sucessão do arenito Barreiro, com cerca de 130 m de espessura, comporta as associações de fácies B e C e exibe o padrão retrogradante típico da porção inferior da seqüência 2 (Fig. 7.11). Os conglomerados basais incorporam grande quantidade de clastos argilosos arrancados do substrato, demonstrando o poder erosivo dos fluxos (Fig. 7.13). Esses clastos são, na maior parte, provenientes da Formação Ponta Grossa, mas podem ser oriundos da erosão de pelitos do próprio Grupo Itararé, já que Petri (1948) citou a existência de ritmitos sob o arenito Barreiro a leste de Tibagi. Tais ritmitos não foram verificados nos afloramentos descritos, mas sua existência representaria um resquício da seqüência 1 localmente preservado da erosão pré-seqüência 2.

A seção Lapa – São Mateus do Sul foi anteriormente documentada por geólogos da Petrobrás durante as campanhas de mapeamento na bacia. O levantamento efetuado por Medeiros (1971 apud d'Ávila, 1999) ao longo da rodovia BR-476 evidenciou a recorrência vertical de fácies no Grupo Itararé, com a presença de unidades arenosas semelhantes ao arenito Lapa em níveis estratigráficos mais altos. Reexaminando a seção, d'Ávila (1999) concluiu que tais sucessões arenosas assentam sobre superfícies discordantes similares ao limite basal do arenito Lapa, compondo assim ciclos repetitivos que configuram arquitetura estratigráfica idêntica à descrita no presente trabalho e bem representada na seção Ventania - Ibaiti.

A seqüência 1 na seção seção Lapa – São Mateus do Sul é representada pelo intervalo sotoposto ao arenito Lapa, onde predominam diamictitos maciços a estratificados e folhelhos rítmicos portadores de fósseis marinhos (associação C). Na base da seqüência 2 está o arenito Lapa, cujos conglomerados basais dispõem-se discordantemente sobre diamictitos argilosos da seqüência 1 (Fig. 7.14).

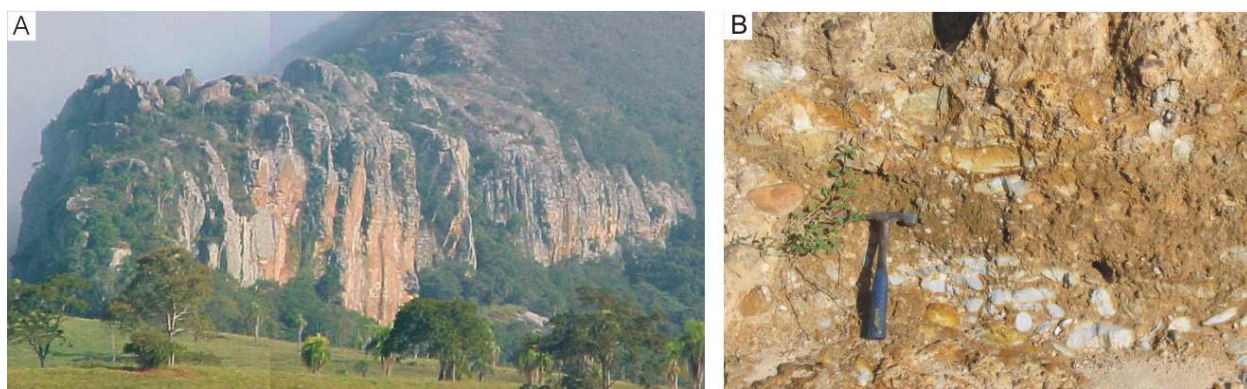


Figura 7.13 – A) Arenito Barreiro em Tibagi (PR), representando a base da seqüência 2 (Morro do Jacaré, ponto 84). B) Conglomerados basais ricos em clastos argilosos possivelmente oriundos do substrato devoniano (ponto 86).

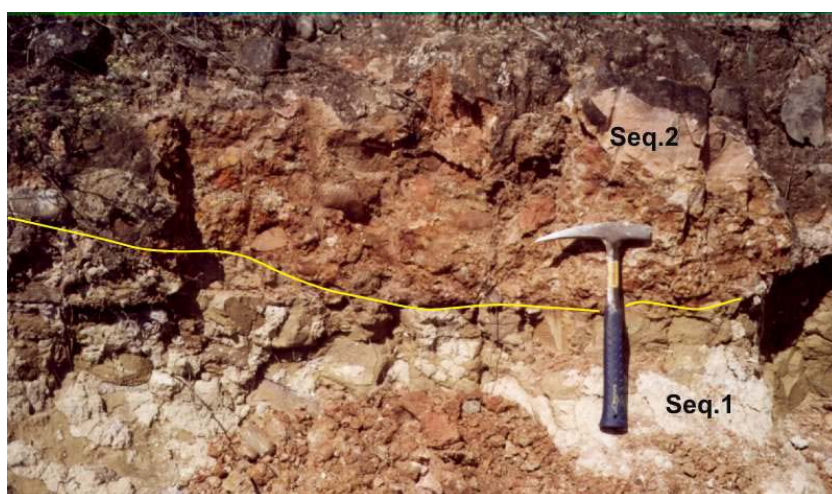


Figura 7.14 – Contato erosivo entre conglomerados da base do arenito Lapa e diamictitos siltico-argilosos, representando a desconformidade entre as seqüências 1 e 2 na seção Lapa – São Mateus do Sul (ponto 68).

O arenito Lapa é um corpo arenoso linear levemente sinuoso, que se ressalta na topografia e cujo relevo pode ser rastreado desde Rio Negrinho (ponto 45), no norte catarinense, até a região compreendida entre Lapa e Balsa Nova (PR). Nos arredores da Cidade de Lapa, o arenito define uma crista contínua de direção norte-sul, conhecida como Serra do Monge, que exhibe escarpas pronunciadas tanto no lado leste quanto no lado oeste. Devido a sua morfologia e ao caráter irregular e erosivo do seu contato basal, o arenito Lapa tem sido considerado o preenchimento de um paleocanal. Deve-se considerar, contudo, que a tectônica deformadora local certamente exerceu controle no relevo sustentado pelo arenito, intensificando a geometria escarpada. Na sua porção mais espessa, o arenito Lapa atinge espessuras superiores a 100 m, representando o provável talvegue do paleocanal. Seu preenchimento é composto sobretudo por depósitos de *outwash* subaquoso, característicos da associação de fácies B. Fora da zona canalizada e no mesmo nível estratigráfico, aflora uma sucessão menos espessa de arenitos lateralmente contínuos e dispostos em corpos amalgamados, verificados em uma pequena escarpa a oeste da Serra do Monge (pontos 128, 154 e 155).

Na seção Campo do Tenente – Mafra (BR-116), o prolongamento do arenito Lapa para sul é interceptado na altura do ponto 35. Nesse local, o arenito destaca-se na topografia e seu posicionamento sobre os folhelhos avermelhados da sequência 1 pode ser claramente constatado. O mesmo contexto foi verificado entre Mafra e São Bento do Sul (BR-280), onde arenitos conglomeráticos da extremidade sul do arenito Lapa dispõem-se em contato erosivo sobre ritmitos e diamictitos (ponto 45).

O arenito Lapa é considerado cronocorrelato ao arenito Vila Velha (França et al., 1996), que forma um relevo de platôs sub-horizontais cerca de 50 km a noroeste de Lapa. A continuidade física entre os dois arenitos não pode ser constatada devido ao rebaixamento da topografia na altura do Rio Iguaçu, mas a correlação se apóia na presença de palinomorfos westfalianos em folhelhos associados a ambos os arenitos. É plausível considerar, portanto, que os espessos pacotes arenosos que aparecem na base da sequência 2 nas diferentes seções descritas (arenitos Lapa, Vila Velha, Barreiro e Ventania) constituam um membro arenoso de ampla distribuição em área e característico desse intervalo estratigráfico. O mesmo contexto deve prevalecer nas demais seqüências, já que sucessões arenosas semelhantes são recorrentes na vertical na maioria das seções levantadas. As variações laterais de espessura dessas unidades arenosas sugerem erosão diferencial da sequência sotoposta, com acúmulo de espessos depósitos arenosos em paleovales ou paleocanais. O arenito Lapa representa um caso excepcional notavelmente exposto desses depósitos canalizados (cf. França et al., 1996; d'Ávila, 1999). Aspectos envolvendo a gênese dessas canalizações ou incisões serão discutidos em maior detalhe posteriormente, pois se trata de feições intimamente relacionadas à geração dos limites de seqüência.

A sucessão presente acima do arenito Lapa pôde ser verificada em afloramentos na rodovia BR-476, cerca de 12 km a oeste da cidade de Lapa (Fig. 7.15). Compreende folhelhos rítmicos e diamictitos heterogêneos, com freqüentes intercalações arenosas (associação C). O topo da sucessão, descrito no ponto 62, mostra incremento na proporção de areia e ocorrência de fácies de fluxos de massa (depósitos de *slump*), constituindo assim empilhamento semelhante ao da seqüência 2 na seção Ventania – Ibaiti, o que corrobora a correlação proposta. A desconformidade basal da seqüência 3 está registrada na base do arenito Pedra Alta (ponto 62) (Fig 7.16), comprovadamente mais jovem do que o arenito Lapa (d'Ávila 1999). Esse arenito dispõe-se em contato erosivo sobre as fácies de *slump* da seqüência anterior.

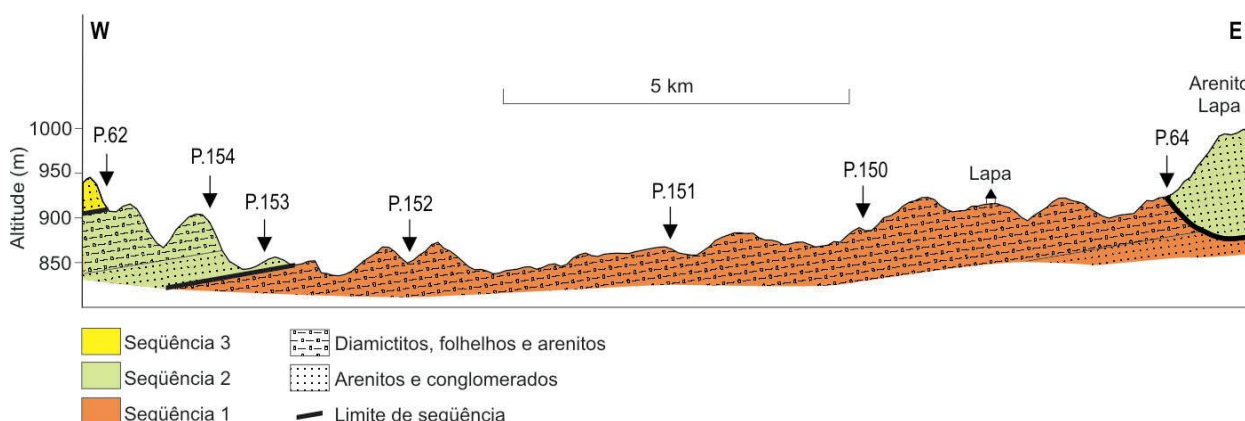


Figura 7.15 – Seção geológica esquemática ao longo da BR-476 entre os pontos 64 e 62, ilustrando as relações estratigráficas do arenito Lapa.



Figura 7.16 – Arenitos da base da seqüência 3 (arenito Pedra Alta) na BR-476 cerca de 15 km a oeste de Lapa (ponto 62).

A análise do empilhamento do Grupo Itararé em superfície, a partir de perfis verticais compostos, e em subsuperfície, mediante perfis de poços, evidencia que a espessura da unidade é similar em ambas as regiões da bacia. Mais do que isso, fácies observadas em campo foram constatadas também nos testemunhos de poços, sugerindo que o registro exposto na faixa de afloramento é equivalente àquele abrigado sob unidades mais jovens da bacia. Isso ocorre porque a porção da bacia exposta nas cercanias do Arco de Ponta Grossa não representa sua margem original na época da sedimentação permocarbonífera. Estima-se que o recuo da borda erosiva para oeste devido ao soerguimento do arco tenha sido de algumas centenas de quilômetros. Deste modo, mesmo as seções mais antigas verificadas em poços estão presentes em superfície.

Partindo da premissa de que o contexto deposicional foi semelhante em superfície e em subsuperfície e que os empilhamentos estratigráficos se equivalem, partiu-se para uma tentativa de verificar a representatividade da subdivisão proposta para a região a oeste da faixa de afloramentos.

A correlação das cinco seqüências em subsuperfície está ilustrada nas seções das figuras 7.17 e 7.18. O perfil granulométrico delineado pelos arranjos verticais de fácies das seqüências apresenta equivalência com a assinatura radioativa verificada nos poços. Além disso, as espessuras dos intervalos e a sucessão litológica são equivalentes em superfície e subsuperfície. Essa equivalência pôde ser verificada em seção *strike* (Fig. 7.17), como demonstrado anteriormente por Vesely et al. (2001), mas também em seção *dip* (Fig. 7.18). Com isso, assume-se que, salvo variações laterais de fácies, o empilhamento estratigráfico obtido nas seções Ventania – Ibaiti e Palmeira – São João do Triunfo pode ser correlacionado em termos gerais em pelo menos todo o estado do Paraná e na porção sudoeste do estado de São Paulo. Nas demais áreas, variações laterais são mais significativas e dificultam a identificação dos padrões de perfil típicos.

Os limites de seqüência mostram-se como saltos no perfil de raios-gama, que se manifestam como inflexões à esquerda na assinatura. Esses saltos podem ser evidenciados com maior facilidade quanto arenitos da base de uma determinada seqüência superpõem fácies lamíticas de uma seqüência sotoposta, pois há rápido decréscimo nos valores API da base para o topo.

Na porção média-superior das seqüências percebem-se pontos de máxima radioatividade, que representam intervalos ricos em folhelhos e/ou lamitos. Em muitos poços, entretanto, a erosão relacionada aos limites de seqüência foi tão pronunciada que atingiu o intervalo de máxima radioatividade. Nessas situações, a seqüência como um todo consiste em um grande ciclo com argilosidade crescente para o topo.

Na figura 7.17 é ilustrada a correlação das cinco seqüências na direção SW-NE, ou seja, subparalela ao *strike* deposicional deduzido para o Grupo Itararé. A seção estende-se do

oeste do Paraná (poço 2-AN-1-PR) ao centro-sul de São Paulo (poço 2-AB-1-SP), passando pelo perfil Ventania – Ibaiti em superfície no nordeste paranaense. Da faixa aflorante para oeste, nota-se que a espessura e a assinatura petrofísica são semelhantes e que as cinco seqüências podem ser rastreadas até o extremo oeste da área.

A feição mais marcante é o comportamento irregular da seqüência 1, diminuindo drasticamente de espessura na região dos poços 2-MO-1-PR e 1-CA-3-PR. Essa indicação sugere a existência de uma área tectonicamente soerguida entre os lineamentos de São Jerônimo Curiúva e Cândido Abreu – Campo Mourão (Zona de Falha Curitiba – Maringá). No poço 2-RP-1-PR, a seqüência 1 está ausente. A base do Grupo Itararé nesse perfil é uma espessa sucessão arenosa na base da seqüência 2, possivelmente representando preenchimento de canal/vale similar ao arenito Lapa.

No poço 1-SA-1-SP, o intervalo subjacente à seqüência 2 apresenta espessura anômala (~500 m) e a correlação da seqüência 1 é mais difícil (Fig. 7.17). Como mencionado anteriormente, esse espessamento deve-se provavelmente à existência de uma calha desenvolvida ao longo do lineamento de Guapiara, que teria acomodado depósitos anteriores aos da seqüência 1. Por correlação com o poço 2-AB-1-SP, o limite basal da seqüência 1 foi tentativamente estabelecido e a seção abaixo desse limite foi denominada de intervalo pré-seqüência 1. Esse intervalo é composto por litotipos típicos do Grupo Itararé (diamictitos, arenitos e finos) e possivelmente engloba um ou mais ciclos semelhantes às outras cinco seqüências definidas.

O padrão de argilosidade crescente para o topo das seqüências 2, 3 e 4 é nítido nos poços 2-AN-1-PR, 2-RP-1-PR, 1-CA-3-PR e 2-MO-1-PR, apesar de variações laterais na freqüência e espessura de corpos arenosos de um perfil para outro (Fig. 7.17). As sucessões progradantes que ocorrem na parte superior das seqüências apresentam espessura reduzida e em alguns casos não ocorrem de forma característica, como é o caso da seqüência 4 no poço 1-CA-3-PR.

A correlação da seqüência 5 é facilitada pela presença de um espesso corpo de diamictitos na sua metade superior, presente na maioria dos poços utilizados. Essa seqüência exibe típico empilhamento retrogradacional-progradacional, com pico de argilosidade situado aproximadamente na sua porção média (marco T). O segmento progradante acha-se bem desenvolvido, como por exemplo, nos poços 1-CA-3-PR e 2-RP-1-PR. Os diamictitos presentes no topo dessa seqüência representam a recorrência do estilo de sedimentação típico da associação C acima da associação D. Esse fato sugere que a seqüência 5 possa comportar 2 ciclos sedimentares, possivelmente de menor hierarquia do que aquele representado pela seqüência como um todo.

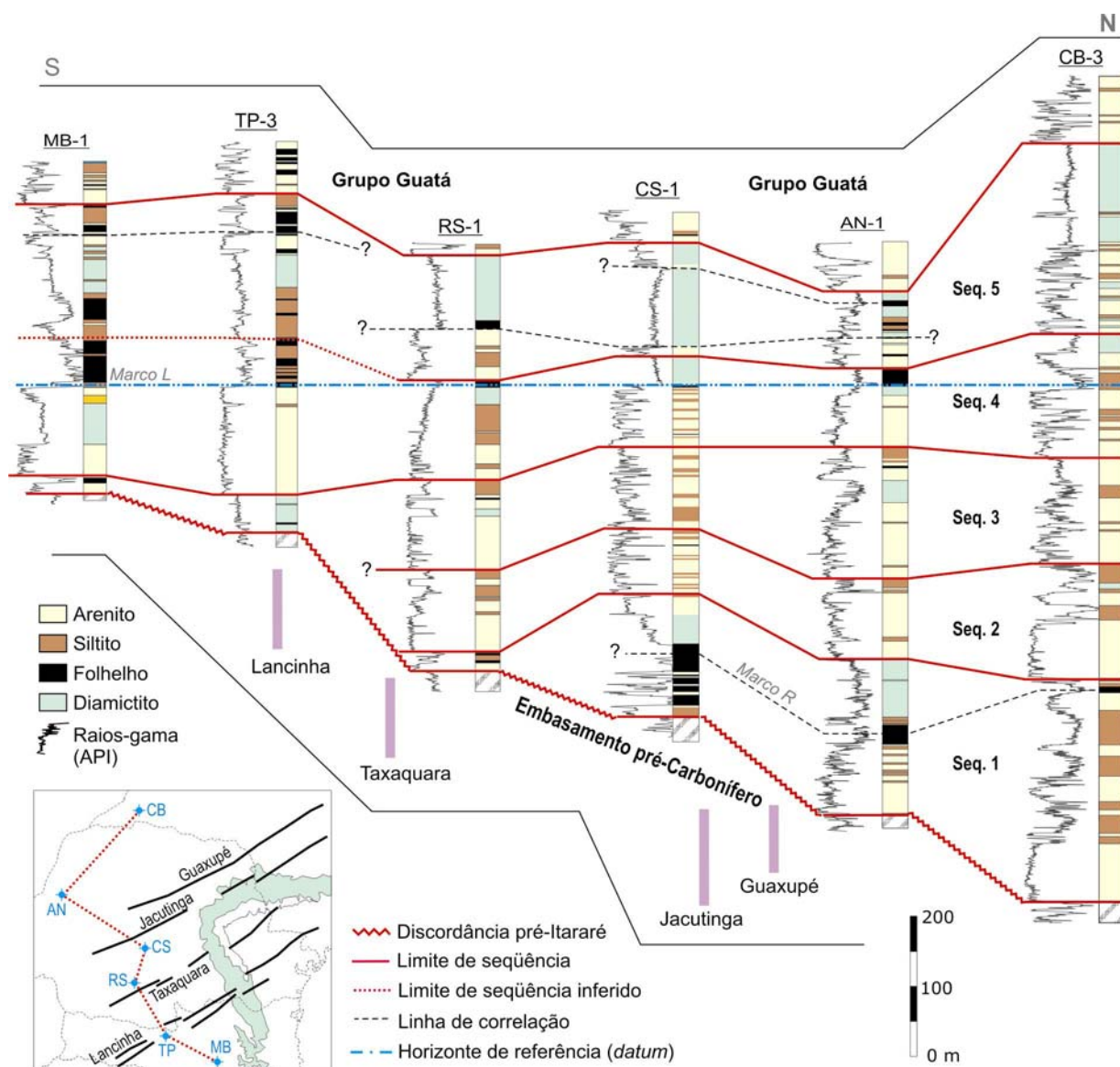


Figura 7.18 – Seção estratigráfica N-S.

Em uma seção norte-sul (Fig. 7.18), nota-se de imediato o *onlap* do Grupo Itararé para sul, o que se reflete no acunhamento das seqüências 1, 2 e 3 nessa direção. O padrão de empilhamento típico pode ser facilmente detectado nos perfis 3-CB-3-SP, 2-AN-1-PR e 2-CS-1-PR, sendo menos perceptível nos poços 1-RS-1-PR e 1-TP-3-SC. Devido à diminuição da proporção de clásticos grossos para sul, o limite entre as seqüências 4 e 5 no poço 1-TP-3-SC não é nítido. A correlação mais adequada permite posicionar esse contato na base de siltitos relativamente menos radioativos, provavelmente arenosos.

A dificuldade de estabelecer os limites de seqüência no setor sul da área estudada não significa que as desconformidades não ocorram. A ausência de sucessões arenosas mais expressivas na base das seqüências faz com que as discontinuidades não sejam sensíveis na assinatura petrofísica, pois não há grande contraste litológico. Nesses casos, carece-se de

outros tipos de dados, tais como testemunhagem contínua e sísmica de reflexão para tentar identificar com mais segurança os limites de seqüência.

Considerando que o tempo envolvido na deposição do Grupo Itararé foi de aproximadamente 40 Ma, as cinco seqüências definidas constituem ciclos de 3ª ordem de hierarquia, ou seja, com periodicidade entre 5 e 10 Ma.

7.3.3. CARACTERÍSTICAS E GÊNESE DAS DESCONFORMIDADES

As seqüências deposicionais do Grupo Itararé são limitadas por descontinuidades estratigráficas de fácil identificação em campo e na maioria dos perfis de poços analisados. As mudanças bruscas de fácies na vertical e a presença de clastos incorporados do substrato são indícios de processos erosivos envolvidos na formação dessas desconformidades. A análise das fácies presentes acima dessas superfícies evidencia forte relação com depósitos glaciogênicos da associação A ou base da associação B e indica épocas de expansão de geleiras e provavelmente quedas do nível eustático do mar. Nesses eventos, lobos glaciais avançaram na bacia e promoveram erosão por ação direta do gelo e/ou por fluxos de água de degelo, possivelmente catastróficos. Nas áreas não-glaciadas da bacia, a queda eustática induzida pela glaciação deve ter causado exposição aérea e erosão por processos fluviais, também gerando limites de seqüência (cf. Boulton, 1990).

Evidências de que geleiras avançaram na bacia durante a sedimentação ocorrem em várias localidades da faixa de afloramentos, incluindo superfícies estriadas intraformacionais (ver capítulo 6) e delgados horizontes de tilitos de alojamento incluídos na associação de fácies A. Quando presentes, tilitos ocorrem na base das seqüências diretamente sobre as desconformidades, como é o caso dos diamictitos maciços e compactados que ocorrem na base da seqüência 1. Em alguns pontos esses diamictitos superpõem pavimentos estriados do embasamento, o que reforça a interpretação de que se trata de verdadeiros tilitos.

Tilitos de alojamento possuem baixíssimo potencial de preservação, o que se deve às condições nas quais são depositados, sob intensa pressão imposta pela própria geleira em avanço (Boulton & Deynoux, 1981). Muitas vezes restringem-se a delgados pavimentos de clastos facetados e estriados que testemunham a passagem da geleira (e.g. Rocha-Campos et al., 1976). Além disso, na medida em que a margem glacial se retrai os tilitos tendem a ser remobilizados por fluxos de água de degelo, selecionados e redepositados como fácies de *outwash* ou ressedimentados gravitacionalmente.

A preservação dos tilitos subglaciais foi mais efetiva na seqüência 1 do Grupo Itararé, provavelmente favorecida pela presença de irregularidades no substrato pré-Carbonífero. Mas esses depósitos também foram identificados na porção basal das seqüências 2 e 5 nas seções Palmeira – São João do Triunfo e Ventania – Ibaiti respectivamente, onde ocorrem intercalados com arenitos e conglomerados de *outwash* e exibem deformações de provável origem glácio-tectônica. Os corpos de tilitos são no geral de baixa continuidade lateral, pois sua ocorrência é

controlada pelas depressões presentes no substrato. Quando não ocorrem, fácies proximais de *outwash* (associação B), tais como conglomerados ricos em matacões e arenitos mal selecionados, superpõem diretamente os limites de seqüência, constituindo nesse caso o único registro da presença próxima da geleira.

Conglomerados ricos em matacões polimíticos, em alguns casos com clastos estriados (fácies Gc), são as fácies mais comuns sobre as desconformidades, ocorrendo na base das seqüências em praticamente todos os perfis levantados (ver figura 7.14). A baixa seleção e o aspecto desorganizado sugerem fluxos de alta energia típicos das porções proximais de sistemas de *outwash* (fluxos hiperconcentrados), marcando o início do processo de deglaciação (e.g. Powell & Molnia, 1989). Tais fluxos apresentam grande poder erosivo, fato evidenciado na abundância de intraclastos incorporados de estratos lamíticos sotopostos.

A interpretação de que os limites de seqüência foram gerados durante épocas de expansão glacial implica considerar que as desconformidades são provavelmente de caráter diácrono. No entanto, a baixa resolução biocronoestratigráfica não possibilitou avaliar esse aspecto satisfatoriamente nas seções levantadas. De qualquer forma, com os dados disponíveis admite-se que na área de estudo estão registrados pelo menos cinco avanços glaciais mais importantes, relacionados a ciclos com periodicidade de 5 a 10 M.a (seqüências de 3ª ordem).

Trabalhos de análise de seqüências desenvolvidos em sucessões paleozóicas e cenozóicas ao redor do mundo concluíram que, salvo diferenças quando à frequência dos ciclos, eventos de avanço de geleiras são a principal época de geração de limites de seqüências em bacia glaciadas (e.g. Boulton, 1990; Eyles & Eyles, 1992; Visser, 1997; Martini & Brookfield, 1995; Brookfield & Martini, 1999; Canuto et al., 2001; Brennand et al., 2003).

Em termos globais, margens continentais distantes da glaciação também são submetidas a erosão devido à incisão de vales proporcionada por queda eustática e exposição subaérea, originando discordâncias do tipo 1 (e.g. Van Wagoner et al., 1990). No entanto, nas margens continentais glaciadas a geração da desconformidade ocorre com nível relativo do mar localmente elevado, devido ao efeito da subsidência glácio-isostática nas periferias da margem glacial (ver discussão no capítulo 4). Nessas condições, a margem da geleira pode estar aterrada sob a lâmina d'água. Na medida em que a deglaciação inicia, o substrato isostaticamente deprimido é inundado, gerando espaço para acomodar depósitos proglaciais subaquosos diretamente sobre a discordância. Esse diacronismo entre os ciclos locais de variação do nível do mar pode ser uma das razões da grande variação lateral de fácies observada no Grupo Itararé.

Na Bacia do Paraná, muito se discute quanto à origem de canalizações verificadas no Grupo Itararé em superfície e subsuperfície. No modelo de seqüências adotado no presente trabalho, a incisão de canais/vales está diretamente relacionada à origem das

desconformidades, pois seu preenchimento é dado pelas sucessões arenosas que muitas vezes constituem a base das seqüências. Por serem feições de ampla distribuição e que ocorrem em níveis estratigráficos definidos, revestem-se de grande importância cronoestratigráfica.

O exemplo clássico desse tipo de depósito na faixa de afloramentos é o arenito Lapa, que foi alvo de estudos detalhados nos trabalhos de França et al. (1996) e d'Ávila (1999). O arenito Tomasina, que ocorre como cristas sinuosas nos arredores da cidade homônima no nordeste do Paraná, representa outro possível exemplo de depósito arenoso canalizado, posicionado na base da seqüência 5 (Vesely, 2001). Em subsuperfície, canais semelhantes ao arenito Lapa foram identificados a partir de correlações poço a poço e mapeados com auxílio de sísmica (A.B. França 2003, informação verbal). Exemplos dessas sucessões arenosas canalizadas em subsuperfície aparecem na base da seqüência 2, como por exemplo no poço 2-RP-1-PR (ver figura 7.17).

Em trabalhos anteriores, três diferentes hipóteses foram formuladas para explicar o fenômeno que gerou a canalização preenchida pelas fácies do arenito Lapa. Apesar de divergências quanto aos processos sedimentares envolvidos, os três modelos admitem que a escavação do canal ocorreu em fase de expansão glacial e/ou máxima glaciação, corroborando a idéia de que as desconformidades foram geradas durante eventos de avanço de geleiras.

Na concepção de França et al. (1996), o canal de Lapa representa um vale inciso desenvolvido por erosão subaérea durante queda relativa do nível do mar. Nessa interpretação, os autores assumem que a incisão ocorreu em contexto proglacial e que há um considerável hiato envolvido na discordância.

D'Ávila (1999) considera que o arenito Lapa preencheu um vale esculpido por erosão glacial direta e que no recuo do gelo foi parcialmente inundado configurando um fiorde. Esse autor utiliza como evidência do avanço glacial a existência de superfícies estriadas em nível próximo à base do arenito Lapa. No entanto, o exame dessa ocorrência de estrias glaciais no presente trabalho demonstrou que a mesma situa-se em posição estratigráfica bem mais baixa do que o arenito Lapa, dentro de arenitos pertencentes à seqüência 1 (ver discussão no Capítulo 6). Nesse caso, o evento que produziu a superfície estriada é mais antigo e não apresenta relação com o processo de incisão do canal.

Uma terceira hipótese foi aventada no resumo publicado por Canuto et al. (1997), na qual os autores comparam o canal de Lapa com feições do tipo vale-túnel (*tunnel-valleys* ou *tunnel-channels*), descritas em ambientes glaciais pleistocênicos (e.g. Ehrlers & Linke, 1989; Eyles & McCabe, 1989; Praeg, 2003) e paleozóicos (e.g. Visser, 1988; Ghienne & Deynoux, 1998; Eyles & Broekert, 2001). Vales-túnel são formas de relevo erosivas desenvolvidas subglacialmente sobre substratos rochosos ou inconsolidados. Segundo Ó Cofaigh (1996), são depressões alongadas e com bordas íngremes, que podem atingir até 100 km de comprimento,

4 km de largura e comumente mais de 100 m de profundidade. Em planta compõem desde sistemas anastomosados até segmentos individuais e retilíneos. Em perfil longitudinal apresentam assoalho côncavo ou ondulado, muitas vezes com talvegues pronunciados. Transversalmente as depressões são assimétricas, com base côncava ou plana (Ghienne & Deynoux, 1998). O preenchimento dos vales-túnel ocorre sobretudo durante o recuo do gelo, quando há exposição subaérea ou subaquosa das depressões. Com a deglaciação, depositam-se principalmente sedimentos subglaciais, flúvio-glaciais, glácio-marinhos e deltaicos.

Segundo Brennand et al. (2003), vales-túnel são feições de ocorrência muito comum em desconformidades de origem glacial. Vales de idade pleistocênica, relativos ao último grande período glacial, distribuem-se amplamente, por exemplo, no estado canadense de Ontário (Brennand et al., 2003), na Alemanha (Ehrlers & Linke, 1989), na bacia do Mar do Norte (Praeg, 2003), dentre várias outras localidades. Compõem, juntamente com *drumlins*, morenas e *flutes*, uma das várias formas de relevo que testemunham a passagem de grandes massas de gelo por essas regiões.

Apesar da carência de evidências conclusivas, alguns aspectos descritos no presente trabalho indicam que dos modelos apresentados, o de vale-túnel é o que se aplica mais satisfatoriamente ao caso do arenito Lapa. A direção do paleocanal, SSE-NNW, é paralela ao sentido geral de movimento do gelo (azimute 345°) e subparalela às paleocorrentes, sugerindo vínculo genético entre a incisão e a dinâmica de avanço e recuo das geleiras. Soma-se a isso a existência de feições de deformação glácio-tectônica em estratos que ocorrem em nível imediatamente abaixo do arenito Lapa, como descrito no ponto 19. O preenchimento do canal é composto predominantemente por conglomerados e arenitos de sistemas de *outwash* subaquosos (associação de fácies B), nos quais ocorrem indícios de deformação penecontemporânea imposta por deslizamentos de massa. Fácies e elementos arquitetônicos estuarinos, que constituem o preenchimento típico de vales incisos, não foram observadas nos afloramentos descritos. Contrário à hipótese de fiordes está o fato de que vales glaciais afogados ocorrem em regiões costeiras associadas a geleiras de vale ou de escoamento (*outlet glaciers*) (Eyles & Eyles, 1992), o que não representa o contexto paleogeográfico admitido pela maioria dos autores na Bacia do Paraná (e.g. Gravenor & Rocha-Campos 1983; Santos et al. 1996).

7.3.4. TRATOS DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS

Segundo a abordagem da estratigrafia de seqüências, tratos de sistemas deposicionais são conjuntos de sistemas deposicionais cuja migração lateral de fácies resulta em um empilhamento típico (Posamentier et al., 1988). Os tratos são limitados por três superfícies-chave essenciais, o limite de seqüência, a superfície transgressiva e a superfície de inundação máxima. A identificação dos tratos em perfis de poços e seções de afloramentos baseia-se no

reconhecimento dessas superfícies e na característica agradante, progradante ou retrogradante dos respectivos conjuntos de parassequências que compõem uma determinada sequência deposicional (Van Wagoner et al., 1990).

O conceito de tratos foi desenvolvido principalmente a partir do estudo de bacias marginais, onde as variações do nível do mar governam o empilhamento estratigráfico, pois influenciam diretamente a posição da linha de costa e, como consequência, os tratos de sistemas desenvolvidos. De acordo com a posição na curva de variação do nível relativo do mar, podem ser definidos três tratos essenciais: mar baixo (progradante ou agradante), transgressivo (retrogradante) e mar alto (progradante).

Seguindo a sistemática proposta por Posamentier et al. (1988), do ponto de vista geométrico e de arranjo de fácies, três tratos de sistemas deposicionais essencialmente subaquosos com empilhamentos distintos podem ser reconhecidos no Grupo Itararé. A terminologia utilizada para definir os tratos foi adaptada para o estudo de bacias glaciadas, nas quais as variações do nível relativo do mar não representam a principal variável controladora da arquitetura estratigráfica (ver discussão no capítulo 4). Nesse caso, a dinâmica de avanço e recuo das geleiras assume papel essencial e constitui fator relevante para a definição de tratos (e.g. Visser, 1997; Brookfield & Martini, 1999). Modificando parcialmente a terminologia utilizada por Vesely & Assine (2004), foram definidos, da base para o topo, os seguintes tratos: *trato de máximo glacial*, *trato de deglaciação* e *trato de mar alto/trato de queda* (Fig. 7.19). A figura 7.20 ilustra de forma sintética o modelo evolutivo proposto para o Grupo Itararé, a partir da dinâmica sedimentar interpretada para cada trato e inferências quanto às flutuações da margem glacial e variações do nível de base.

Trato de máximo glacial (TMG)

Compreende os depósitos formados em contexto subglacial ou glácio-marinho proximal (proglacial de contato) diretamente sobre os limites de seqüências. Engloba as fácies descritas na associação A, ou seja, tilitos de alojamento e ablação e depósitos areno-conglomeráticos tracionais ou gravitacionais de boca de túnel (ver capítulo 5). Essas fácies foram depositadas durante o avanço do gelo, estabilização (máximo glacial) e/ou início da fase de recuo. Os depósitos da fase de avanço são pouco expressivos e estão representados por delgados horizontes de tilitos de alojamento e pavimentos de clastos estriados. Sua preservação foi muito comprometida devido ao poder erosivo da geleira em avanço, de forma que tais fácies estão ausentes na maioria das seqüências.

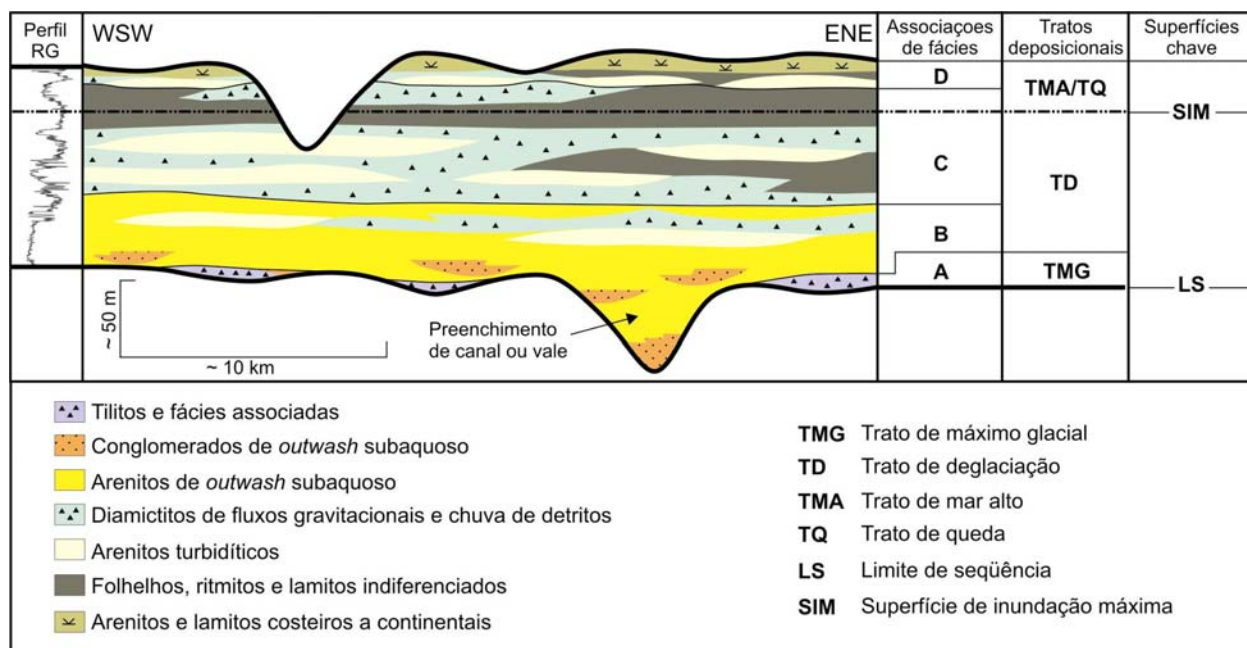


Figura 7.19 – Diagrama ilustrando a arquitetura interna de cada sequência do Grupo Itararé, com referência às associações de fácies, superfícies-chave e tratos deposicionais. O perfil de raios-gama a esquerda exemplifica a assinatura radioativa exibida pelo empilhamento estratigráfico.

As fases de estabilização e recuo inicial da margem da geleira foram marcadas pela deposição de tilitos de ablação em complexos de morenas terminais e leques subaquosos de *outwash* proximais à geleira, testemunhando já a atividade de correntes de água de degelo. Oscilações na margem da geleira promoveram localmente a recorrência de tilitos sobre as fácies de *outwash* e o desenvolvimento de deformações glácio-tectônicas, como verificado na base das seqüências 1, 2 e 5.

Enquanto se processava a sedimentação junto à margem da geleira, fluxos catastróficos de água de gelo atuavam na interface gelo/substrato formando vales-túnel. Esses vales foram zonas de erosão e *bypass*, ao longo das quais foram transportados grandes volumes de sedimentos até a zona proglacial.

Durante a sedimentação no trato de máximo glacial, a geleira encontrava-se aterrada na porção interna da bacia. Os sedimentos grossos depositados na sua margem são análogos aos leques de assoalho (*lowstand fans*) descritos no trato de mar baixo em bacias não-glaciadas. No entanto, ao contrário dessas bacias, nesse estágio sedimentar o nível relativo do mar estava alto devido à máxima subsidência glácio-isostática (cf. Brookfield & Martini, 1999), mostrando que a lâmina d'água pode não ter exercido controle tão significativo no padrão de deposição.

Devido a sua pequena espessura e descontinuidade lateral, as sucessões de fácies do trato de máximo glacial são de difícil identificação em perfis de poços, não apresentando

padrão típico na curva de raios-gama. A delimitação do seu contato com o trato de deglaciação acima é muito imprecisa porque não há o desenvolvimento de uma superfície-chave, como ocorre no limite entre os tratos de mar baixo e transgressivo em bacias não-glaciadas. Para efeito de análise, assume-se como limite superior do trato de máximo glacial o ponto no qual o empilhamento inicia seu caráter agradante ou retrogradante. Em superfície, esse limite é representado pela superfície erosiva que separa os últimos tilitos das fácies basais de *outwash*.

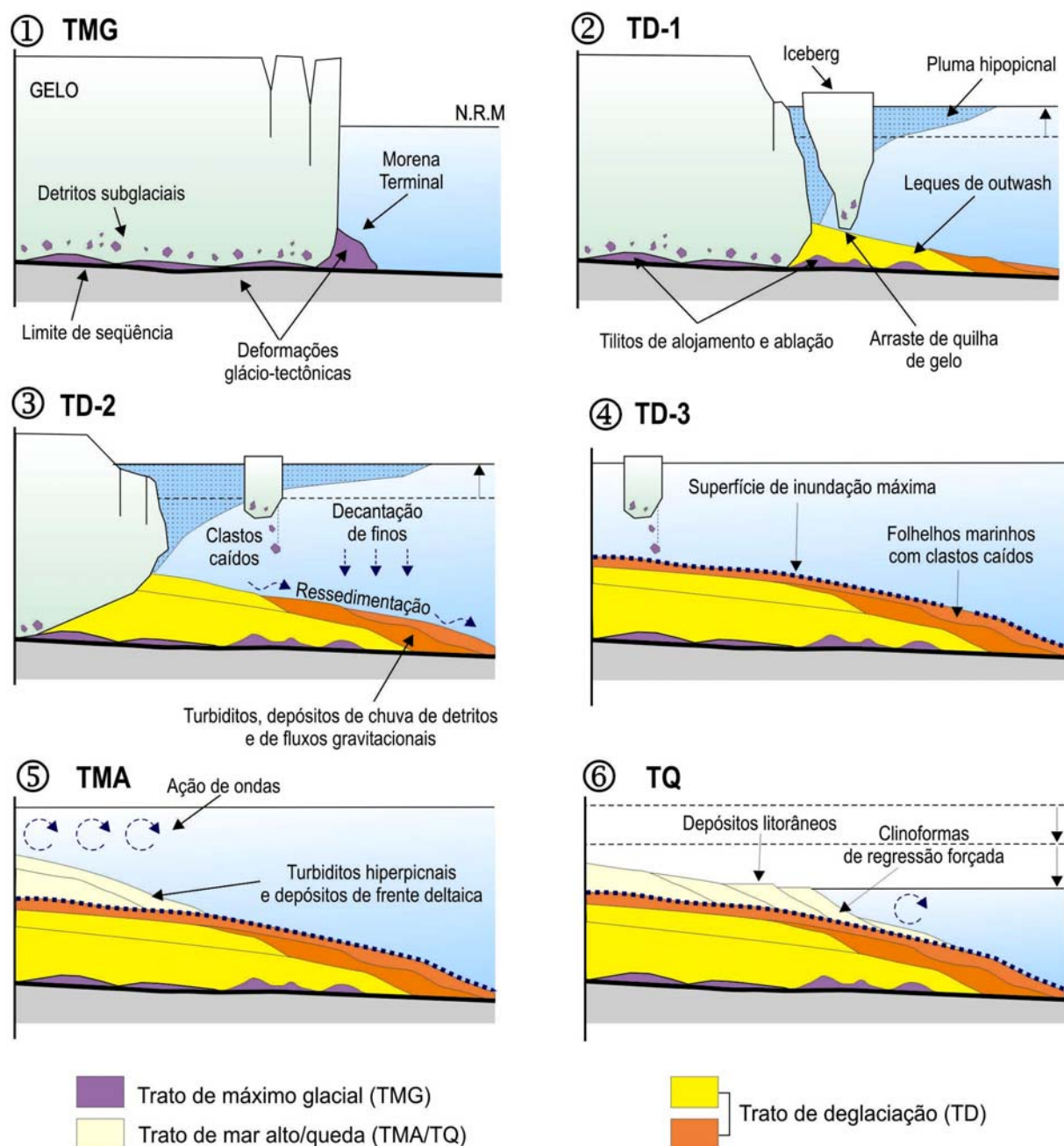


Figura 7.20 – Modelo proposto para explicar a evolução sedimentar das seqüências deposicionais do Grupo Itararé em uma bacia glaciada.

Trato de deglaciação (TD)

Esse trato constitui a maior parte do empilhamento das seqüências deposicionais e representa o registro sedimentar da fase de retração das massas de gelo (deglaciação). Na base, é limitado pelo topo da associação A (trato de máximo glacial) ou pelo limite de seqüência, e seu limite superior é representado pela superfície de inundação máxima relacionada à deglaciação.

O perfil vertical do trato de deglaciação é de granodecrescência ascendente, compreendendo a associação de fácies B e a parte inferior da associação C, como resultado da retração dos sistemas deposicionais glácio-marinhos. Na parte inferior predominam depósitos areno-conglomeráticos de *outwash* (associação B) que transicionam para diamictitos de fluxo gravitacional e chuva de detritos, arenitos turbidíticos e folhelhos/ritmitos (associação C).

A principal época de preenchimento dos vales-túnel foi no trato de deglaciação (cf. Eyles & McCabe, 1989), quando os mesmos foram expostos aos processos glácio-marinhos e receberam principalmente sedimentos arenosos derivados do *outwash*. A existência de superfícies estriadas intraformacionais nesses arenitos (ver capítulo 6) demonstra a influência de gelo flutuante durante o início da fase de deglaciação.

O empilhamento dos leques subaquosos de *outwash* favoreceu o desenvolvimento das espessas sucessões arenosas presentes na base das seqüências. Devido ao aumento da taxa de suprimento sedimentar no início da deglaciação, a porção basal das sucessões arenosas pode constituir conjuntos agradantes de parasseqüências. Mas em direção ao topo o empilhamento assume caráter retrogradante promovido pelo rápido recuo do gelo e geração de espaço de acomodação pela ação conjunta da subida eustática e depressão glácio-isostática.

Na medida em que a geleira recuava e o ponto de injeção de sedimentos se distanciava do sítio deposicional, os sistemas de *outwash* foram sendo recobertos por fácies da associação C, originadas por fluxos de densidade resultantes da instabilização e ressedimentação dos detritos liberados com o degelo, bem como fluxos hiperpicnais. Esses fluxos evoluíram bacia adentro para correntes de turbidez, originando ritmitos com seqüência de Bouma nas porções distais do trato.

A superfície de inundação máxima que limita o trato de deglaciação representa o fim da fase em que o recuo da margem da geleira exerceu controle efetivo no padrão de empilhamento sedimentar. A existência de folhelhos com clastos caídos demonstra que mesmo nessa fase o gelo ainda mantinha contato com o corpo d'água, produzindo *icebergs* carregados em detritos.

Sucessões de deglaciação constituem parcela importante do registro estratigráfico em várias bacias. Percebendo o caráter cíclico das fases de retração de geleiras, Visser (1997) cunhou o termo seqüências de deglaciação para caracterizar sucessões limitadas por

desconformidades no Grupo Dwyka, Permocarbonífero da África do Sul. O padrão retrogradante das sucessões de deglaciação foi verificado por Cheel & Rust (1986) em depósitos subaquosos de *outwash* no Quaternário canadense.

Na Bacia do Paraná, a arquitetura estratigráfica dos tratos de máximo glacial e de deglaciação foi controlada por sucessivas fases de avanço e recuo de geleiras provenientes de SSW. Nesse contexto, espera-se que os depósitos gerados e as superfícies limítrofes dos tratos não sejam síncronos, pois dependeram da posição da margem da geleira em relação ao sítio de sedimentação. O diacronismo dos eventos deve ser marcante na direção *dip*, ou seja, paralelamente ao sentido de movimentação das geleiras, e menos efetivo na seção paralela ao *strike* deposicional.

Como o espaço de acomodação na base do gelo aterrado é muito reduzido, grandes volumes de depósitos proglaciais do trato de deglaciação podem ter sido contemporâneos a épocas de não-sedimentação ou deposição de delgados tilitos de ablação na zona subglacial. Com a migração do ponto de injeção de sedimentos para sul, fácies do trato de deglaciação tornavam-se progressivamente mais jovens nesse sentido.

Trato de mar alto/trato de queda (TMA/TQ)

Esse trato é limitado na base pela superfície de inundação máxima e no topo pela desconformidade basal da seqüência seguinte. Apresenta perfil vertical de granocrescência ascendente, podendo ser interpretado como um evento de progradação de fácies. O intervalo equivalente compreende o topo da associação de fácies C e a associação de fácies D, compondo da base para o topo a seguinte seqüência de fácies: folhelhos, ritmitos, arenitos e diamictitos glácio-marinhos, turbiditos hiperpicnais e depósitos costeiros (frente deltaica e praia). Horizontes carbonosos e macrofósseis vegetais foram identificados nas porções mais superiores, indicando contribuição de sítios deposicionais subaéreos. Devido à erosão relacionada aos limites de seqüência, esse trato possui espessura variável e em alguns casos exibe feições de deformação como reflexo do avanço glacial sobre seus estratos não-litificados.

Segundo os modelos clássicos de seqüências e tratos de sistemas deposicionais (e.g. Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1990), a desaceleração da subida, estabilização e início da queda do nível de base compõem um estágio do ciclo de variação do nível do mar em que há progradação costeira, caracterizando o trato de mar alto. O estágio seguinte é marcado pela geração do limite de seqüência e deposição do trato de mar baixo ou trato de margem de plataforma, que ocorrem durante a fase de queda, estabilização e início da subida do nível do mar.

Na concepção de Hunt & Tucker (1992), um quarto trato de sistemas deve ser incluído entre o trato de mar alto e o limite de seqüência, denominado de trato de cunha de regressão forçada. Esse trato é limitado abaixo pela superfície basal de regressão forçada e acima pelo

limite de seqüência, registrando a fase de queda relativa do nível do mar que antecede a deposição do trato de mar baixo da seqüência seguinte. Os depósitos contidos nesse trato são parasseqüências costeiras limitadas por superfícies erosivas de regressão forçada (*stranded parasequences*). Mais tarde, os depósitos formados durante a queda do nível do mar foram denominados de *falling-stage systems tract* (Plint & Nummedal, 2000 apud Fraser et al., 2005) ou simplesmente trato de queda.

No Grupo Itararé, depois de atingido o máximo da transgressão marinha no topo do trato de deglaciação, a taxa de subida eustática decaiu progressivamente (cf. Boulton, 1990). Com isso, o aporte sedimentar superou a geração de espaço para acomodação, promovendo progradação costeira. A escassez de pelitos com clastos caídos sugere que as geleiras estiveram na maior parte do tempo sem manter contato com o corpo d'água. Com a margem da geleira no continente, desenvolveram-se sistemas aluviais proglaciais que ao atingirem a costa deram origem a deltas. Inundações eventuais associadas ao degelo desencadearam aumento na descarga fluvial e possibilitaram a formação de depósitos arenosos associados a fluxos hiperpicnais (hiperpícnitos).

Aventa-se a hipótese de que parte da progradação que caracteriza esse trato tenha ocorrido durante o início de um novo avanço glacial. Com isso, a sedimentação deve ter se processado já num contexto de regressão forçada devido à queda eustática promovida pela expansão das massas de gelo. Entretanto, a distinção entre o trato de mar alto e o trato de queda no Grupo Itararé não foi estabelecida porque superfícies de regressão forçada não foram identificadas nas sucessões progradantes.

7.4. IMPLICAÇÕES NA LITOESTRATIGRAFIA

Uma das maiores questões acerca do Grupo Itararé reside na falta de correspondência entre classificações litoestratigráficas concebidas em superfície (Schneider et al., 1974) e subsuperfície (França & Potter, 1988; Milani et al., 1994). O exercício de correlação entre perfis de poços e afloramentos foi testado em poucos trabalhos, como por exemplo em Caetano-Chang (1984), França et al. (1996) e Vesely (2001). A falta de uma classificação operacional em âmbito regional faz com que a unidade seja considerada indivisa na maioria dos mapas geológicos existentes. Resultados bem sucedidos de mapeamento foram alcançados apenas na faixa de afloramentos catarinense, mediante a divisão tripartite proposta por Schneider et al. (1974).

O arcabouço estratigráfico definido no presente trabalho surgiu da obtenção do empilhamento do Grupo Itararé em seções aflorantes e sua correlação com perfis petrofísicos de poços profundos. Além de possibilitar o reconhecimento e interpretação de unidades genéticas (seqüências), os resultados obtidos também podem ser integrados à litoestratigrafia, mediante a correlação entre as colunas estratigráficas e relação das seqüências definidas com as diferentes formações e membros (Fig. 7.21).

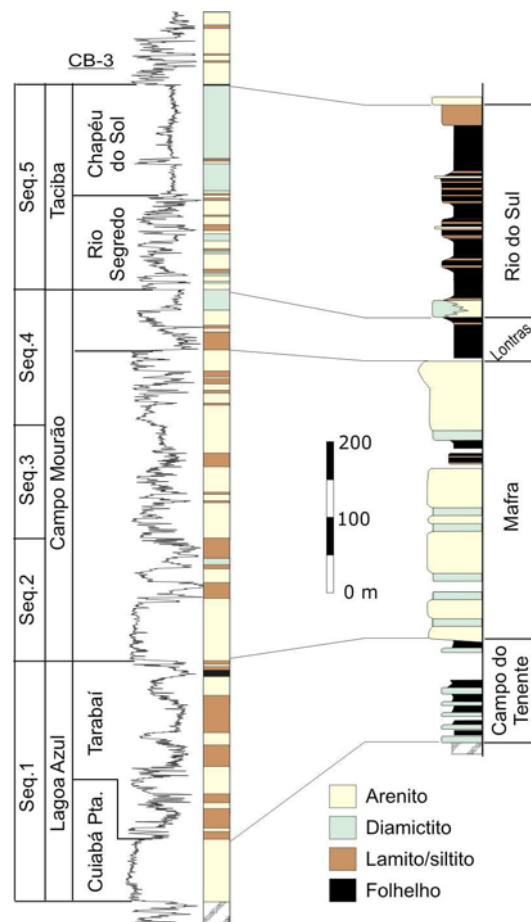


Figura 7.21 – Correlação das cinco seqüências definidas para o Grupo Itararé com as colunas litoestratigráficas propostas em superfície e subsuperfície.

Os três horizontes-chave apresentados no item 7.3.1 são de ocorrência ampla na bacia e servem de ponto de partida para a correlação entre as colunas de superfície e subsuperfície. O folhelho Roncador, contido na seqüência 1 (marco R), é um intervalo argiloso situado no segmento pelítico superior da Formação Lagoa Azul (Membro Tarabai). Esse membro engloba, além dos folhelhos radioativos, diamictitos, ritmitos e arenitos, depositados em ambiente glácio-marinho. A idade do intervalo foi definida como westfaliana por Daemon & França (1993), com base em palinomorfos.

A mesma associação de litofácies verificada em subsuperfície aflora na região sudeste do estado do Paraná, dentro do que foi designado de Formação Campo do Tenente (Schneider et al., 1974). Na localidade homônima, essa formação assenta diretamente sobre o embasamento pré-cambriano e atinge cerca de 100 metros de espessura. Seus litotipos de coloração cinza ou marrom avermelhada podem ser rastreados desde a região de São Bento do Sul, norte catarinense, até Ponta Grossa, onde ocorrem sob o arenito Vila Velha. Uma das seções mais representativas pode ser verificada na região de Lapa, entre a base do arenito Lapa e o topo do embasamento gnáissico.

França et al. (1996) identificaram palinomorfos de idade westfaliana nos folhelhos de Campo do Tenente e *tasmanites* que indicam condições marinhas. Idade westfaliana também foi obtida mediante datação palinológica efetuada em diamictitos da seqüência 1 na seção Ventania – Ibaiti (Vesely, 2001). Assume-se portanto que a formação Campo do Tenente e o Membro Tarabaí da Formação Lagoa Azul sejam correlatos, definido um intervalo de expressão regional em subsuperfície e aflorante desde o norte de Santa Catarina até o extremo norte da área de estudo. Especula-se ainda que a Formação Lagoa Azul/Campo do Tenente esteja ausente em algumas localidades na região de charneira do Arco de Ponta Grossa, mais especificamente entre as cidades de Ponta Grossa e Tibagi e na área dos poços 2-MO-1-PR e 1-CA-3-PR.

O topo da Formação Campo do Tenente é marcado no seu contato erosivo com os arenitos da Formação Mafra, cujos representantes mais característicos são dos arenitos Lapa e Vila Velha. A mesma relação foi verificada em várias outras localidades da faixa de afloramentos, como em Rio Negrinho, Ventania, Arapoti e Itararé, onde espessas sucessões arenosas dispõem-se sobre uma associação de diamictitos, folhelhos, ritmitos e arenitos. Em subsuperfície, essa interface é correlacionável ao contato Lagoa Azul – Campo Mourão, sugerindo que os arenitos Mafra e Campo Mourão sejam equivalentes.

No topo do intervalo Mafra-Campo Mourão, destaca-se o folhelho Lontras-Guaraúna (marco L), que na classificação original de Schneider et al. (1974) representa a parte basal da Formação Rio do Sul e dispõe-se sobre o embasamento pré-cambriano nos arredores da Cidade de Lontras-SC. Como já havia sido apontado por França & Potter (1988) e Castro (1999), o “Membro” Lontras pode ser facilmente rastreado em subsuperfície pois seus folhelhos marcam picos radioativos nas curvas de raios-gama dos poços. Dessa forma, conclui-se que a Formação Campo Mourão seja correlata ao intervalo Formação Mafra + Membro Lontras, englobando assim as seqüências 2, 3 e 4.

O Membro Rio Segredo representa a base da Formação Taciba e constitui-se de arenitos e conglomerados subordinados (França & Potter, 1988). Na faixa de afloramentos, arenitos do Membro Rio Segredo foram identificados na base da seqüência 5 algumas dezenas de metros acima da superfície de inundação máxima da seqüência 4. Bons exemplos desses arenitos ocorrem nos arredores de Tomasina, Wenceslau Brás e Itaporanga, na porção norte da área de estudo. O caráter arenoso é marcante em quase todo o estado do Paraná e no território paulista, mas torna-se menos evidente em direção ao sul da bacia. No norte catarinense, os arenitos dão lugar a um intervalo mais heterogêneo composto por diamictitos, lamitos e ritmitos com intercalações arenosas, que aparecem nos perfis de poços como uma sucessão menos radioativa compreendida entre dois picos de argilosidade (marcos L e T). Na seção tipo da Formação Rio do Sul, o intervalo equivalente ao Membro Rio Segredo

corresponde a diamictitos com intercalações de arenitos posicionados acima do folhelho Lontras.

A metade superior da Formação Taciba compreende os diamictitos, ritmitos e folhelhos do Membro Chapéu do Sol, que podem ser identificados com facilidade em subsuperfície e na faixa de afloramentos. Segundo a concepção de França & Potter (1988) os folhelhos e ritmitos da parte superior da Formação Rio do Sul interdigitam-se aos diamictitos do Membro Chapéu do Sol e por isso a referida seção pelítica foi rebaixada à categoria de membro e incluída dentro da Formação Taciba.

As considerações apresentadas acima evidenciam que, pelo menos do norte de Santa Catarina ao sul de São Paulo, as colunas estratigráficas de Schneider et al. (1974) e França & Potter (1988) podem ser correlacionadas. No entanto, alguns ajustes devem ser feitos para precisar a correlação, já que critérios diferentes foram empregados para a delimitação das unidades. A divisão nas formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul foi fundamentada em critérios unicamente litológicos, visando a operacionalidade em trabalhos de mapeamento. Já as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba possuem característica litocronoestratigráfica (cf. Castro, 2004), pois seus limites são interfaces litológicas que coincidem grosso modo com superfícies cronoestratigráficas (desconformidades). Além disso, as unidades de França & Potter (1988) foram definidas de acordo com seu padrão de empilhamento, ou seja, ciclos com argilosidade crescente para o topo.

A comparação entre as duas classificações deve atentar para o fato de que em algumas situações, os limites “litológicos” transgridem as “linhas de tempo” estabelecidas nas superfícies cronoestratigráficas. Sugere-se, portanto, que a subdivisão proposta por França & Potter (1988) seja totalmente adaptada para uma abordagem de estratigrafia de seqüências, ajustando os limites das formações de acordo com as desconformidades e conformidades correlatas (Fig. 7.22). Assim, e pelo menos na área estudada, o limite entre as formações Lagoa Azul e Campo Mourão seria representado geneticamente pela desconformidade ou conformidade correlata que limita as seqüências 1 e 2. Da mesma forma, o limite entre as seqüências 4 e 5 corresponderia ao limite basal da Formação Taciba. Os limites basais das seqüências 3 e 4 representariam desconformidades internas à Formação Campo Mourão e não apresentam limites litoestratigráficos equivalentes.

Integrando a estratigrafia de seqüências com a litoestratigrafia espera-se que sejam estabelecidos critérios para a representação de unidades limitadas por desconformidades em mapeamentos efetuados na faixa aflorante. Nessa abordagem, cabe mencionar que a mapeabilidade de superfícies cronoestratigráficas a partir de sensores remotos (fotografias aéreas e imagens de satélite) já foi destacada em estudos anteriores.

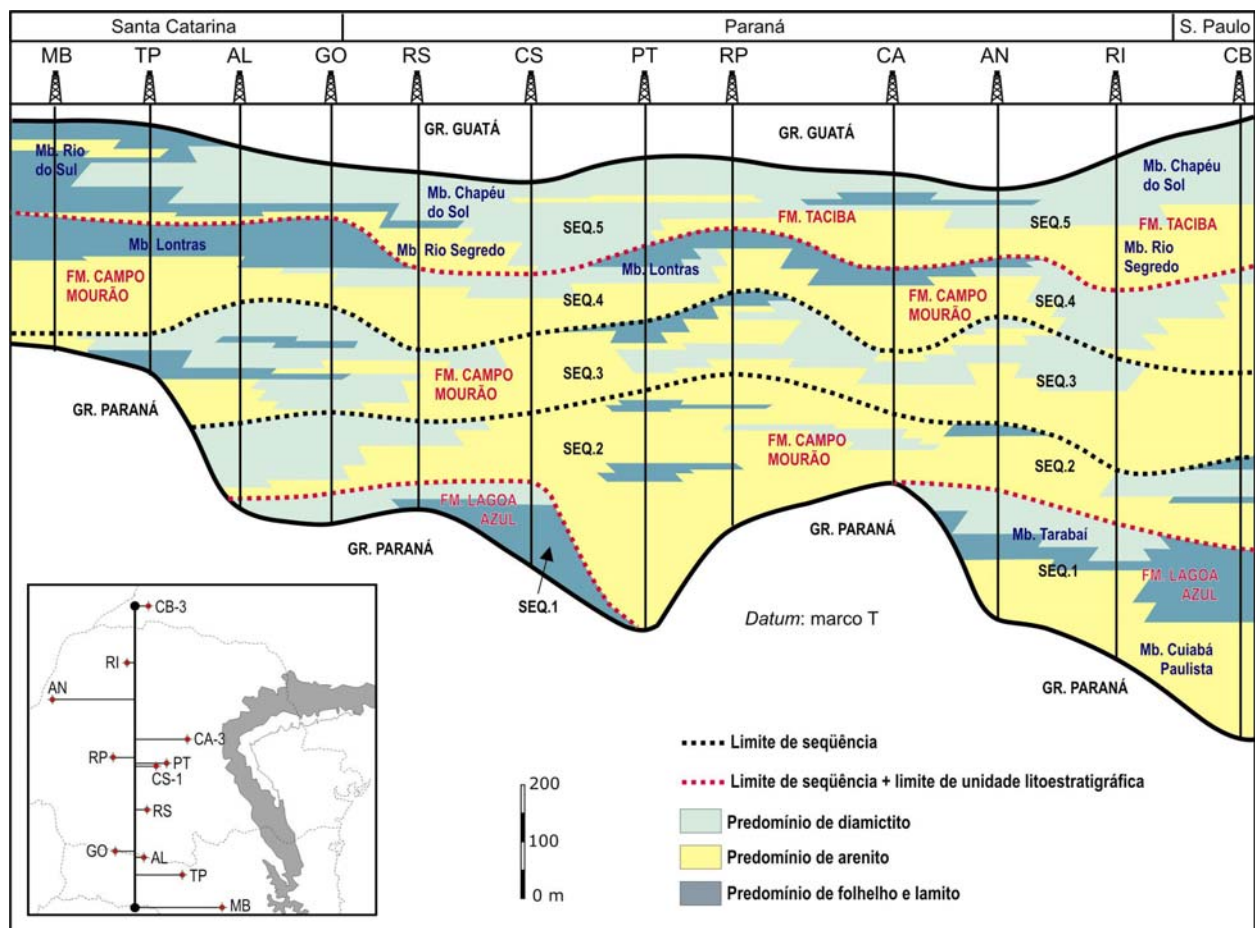


Figura 7.22 – Seção regional baseada em perfis de poços, com a integração entre as seqüências definidas para o Grupo Itararé e sua classificação litoestratigráfica em subsuperfície. Delimitação das unidades litoestratigráficas modificada de França & Potter (1988).

8. CONTRIBUIÇÕES PARA A GEOLOGIA DE RESERVATÓRIO

Os resultados obtidos na análise estratigráfica do Grupo Itararé repercutem diretamente na melhor caracterização dos seus reservatórios no contexto do Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé, abrangendo também o entendimento dos sistemas aquíferos. Dois aspectos principais podem ser considerados: 1. a caracterização arquitetônica das unidades arenosas envolvendo estilos e escalas de heterogeneidades e 2. a predição de intervalos potencialmente armazenadores de fluidos.

A análise de seqüências é ferramenta importante para a correlação, mapeamento e predição de sistemas reservatórios/aquíferos. Superfícies-chave, tais como desconformidades, superfícies transgressivas e superfícies de inundação máxima estão comumente associadas com zonas de cimentação, paleossolos ou *hardgrounds*, atuando como limites de unidades ou compartimentos de fluxo de fluidos (e.g. Leggitt et al., 1990; Galloway & Hobday, 1996; Laure & Legarre, 2004). Tratos de sistemas deposicionais compõem assembléias de fácies típicas e com comportamentos distintos em relação a sua performance como fácies-reservatório. As características impostas pelo modo de deposição refletem nas propriedades permoporosas e por isso o reconhecimento de tratos possui importante caráter de predição.

8.1. ESCALAS E ESTILOS DE HETEROGENEIDADES

A análise da arquitetura ou anatomia de reservatórios envolve várias escalas de heterogeneidades, cujas características estão vinculadas ao arcabouço estratigráfico/sedimentológico. As escalas de heterogeneidades proporcionam a delineação dos corpos sedimentares tanto sob o ponto de vista geométrico (espessura, orientação e continuidade horizontal), quanto genético (assembléias de fácies e natureza das superfícies limítrofes). Essa abordagem deriva do estudo das várias hierarquias de unidades estratigráficas, tais como fácies, elementos arquitetônicos, sistemas, tratos de sistemas e seqüências deposicionais.

Sob o ponto de vista da arquitetura tridimensional, reservatórios ou aquíferos são constituídos por vários elementos essenciais, denominados de unidades de fluxo (*flow units*). Essas unidades representam volumes mapeáveis do reservatório nos quais propriedades geológicas e petrofísicas que afetam o fluxo de fluidos são similares. Por definição, unidades de fluxo são limitadas por barreiras impermeáveis ou horizontes que dificultam a conectividade hidráulica (*baffles*). Tais limites constituem superfícies de significado genético em várias escalas, podendo também ser distintas em função da hierarquia (e.g. Miall, 1985).

A classificação de Alpay (1972 apud Galloway & Hobday, 1996) admite cinco escalas de heterogeneidades: gigascópica, megascópica, macroscópica, mesoscópica e microscópica. Essa classificação é amplamente utilizada em estudos enfocando reservatórios, aquíferos e seus respectivos análogos aflorantes, sendo muitas vezes adaptada em função das

características do caso estudado (e.g. Krause et al., 1987; Dreyer, 1993; Paim et al., 2003). Segundo Galloway & Hobday (1996), dois fatores escalares são importantes: 1. a dimensão natural dos processos e ciclos sedimentares e 2. o espaçamento dos poços em um determinado campo de produção, ou seja, o nível de detalhe proporcionado pelos dados ou ferramentas disponíveis. A figura 8.1 ilustra a aplicação dessa abordagem ao Grupo Itararé na área de estudo, associando as escalas de heterogeneidades estudadas a diferentes elementos do arcabouço estratigráfico e às respectivas ferramentas de análise.

8.1.1. HETEROGENEIDADES EM GIGAESCALA

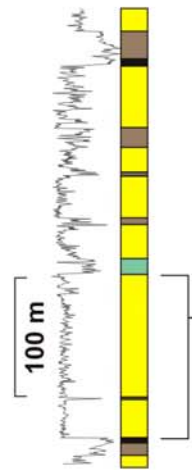
No presente trabalho, heterogeneidades em gigaescala envolvem a dimensão de tratos de sistemas deposicionais, que comumente se expressam como sucessões complexas compostas por unidades reservatório e unidades não-reservatório associadas. Nessa escala é importante o controle das superfícies-chave determinadas na análise de seqüências (limites de seqüência, superfícies de inundação máxima e superfícies transgressivas).

Seções de correlação estratigráfica entre perfis de poços ilustram que o Grupo Itararé contem múltiplas unidades arenosas no seu empilhamento estratigráfico. Os levantamentos de superfície permitiram verificar o mesmo padrão na faixa de afloramentos. A maior incidência de arenitos ocorre no intervalo correspondente à Formação Campo Mourão (seqüências 2, 3 e 4 neste trabalho), parte média do Grupo Itararé, fato apontado anteriormente por França & Potter (1988).

A figura 8.2 ilustra a distribuição dos intervalos arenosos mais espessos e sua relação com o arcabouço estratigráfico definido para o Grupo Itararé. Destaca-se a Formação Campo Mourão devido à maior freqüência de arenitos e à presença de diversos indícios de gás relacionados ao sistema Ponta Grossa – Itararé. Petrograficamente, França & Potter (1989; 1991) atribuíram potencial de reservatório intermediário para essa formação.

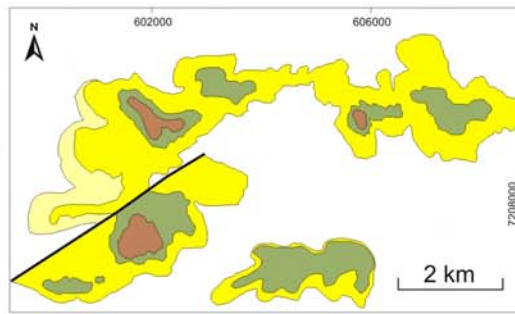
Como mostra a figura 8.2, limites de seqüência controlam a continuidade e as variações de espessura das unidades arenosas de duas principais formas: 1. arenitos do trato de deglaciação variam fortemente de espessura devido ao perfil irregular das desconformidades sobre as quais foram depositados. Nesse contexto, compõem sucessões arenosas confinadas em vales e/ou canais (Fig. 8.3). 2. Arenitos dos tratos de mar alto e queda são limitados no topo pelas desconformidades. Nesse caso, variações laterais de espessura e descontinuidade lateral devem-se à erosão no topo e, em alguns casos acunhamento lateral. As superfícies de inundação máxima situam-se em intervalos ricos em lama, atuam como horizonte limítrofe entre os dois principais tipos de sucessões arenosas e compõem barreiras de permeabilidade. Em algumas situações, há contato direto entre arenitos pré e pós-desconformidade, possibilitando conectividade hidráulica entre sistemas reservatórios de tratos diferentes.

GIGAESCALA -
tratos de sistemas



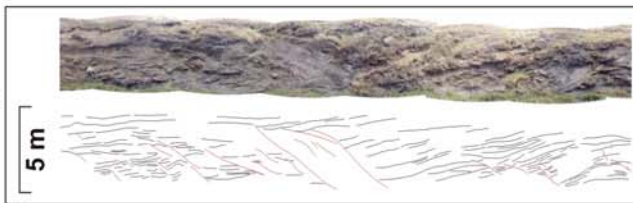
Perfis e seções
regionais de
subsuperfície

MEGAESCALA - unidades permeáveis



Perfis verticais e
mapas de detalhe
em superfície

MACROESCALA - elementos arquitetônicos

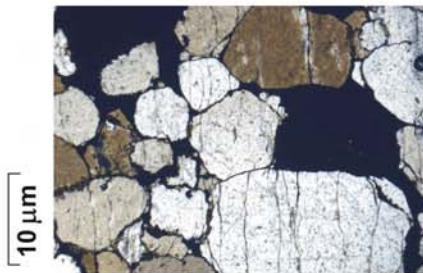


Fotomosaicos e seções de detalhe
em afloramentos contínuos

MESOESCALA - fácies



MICROESCALA -
relações granulares



Lâminas delgadas e MEV

Imagens de detalhe
em afloramentos e
testemunhos



Figura 8.1- Concepção hierárquica de escalas de heterogeneidades aplicada ao Grupo Itararé na área de estudo, com referência às ferramentas de análise.

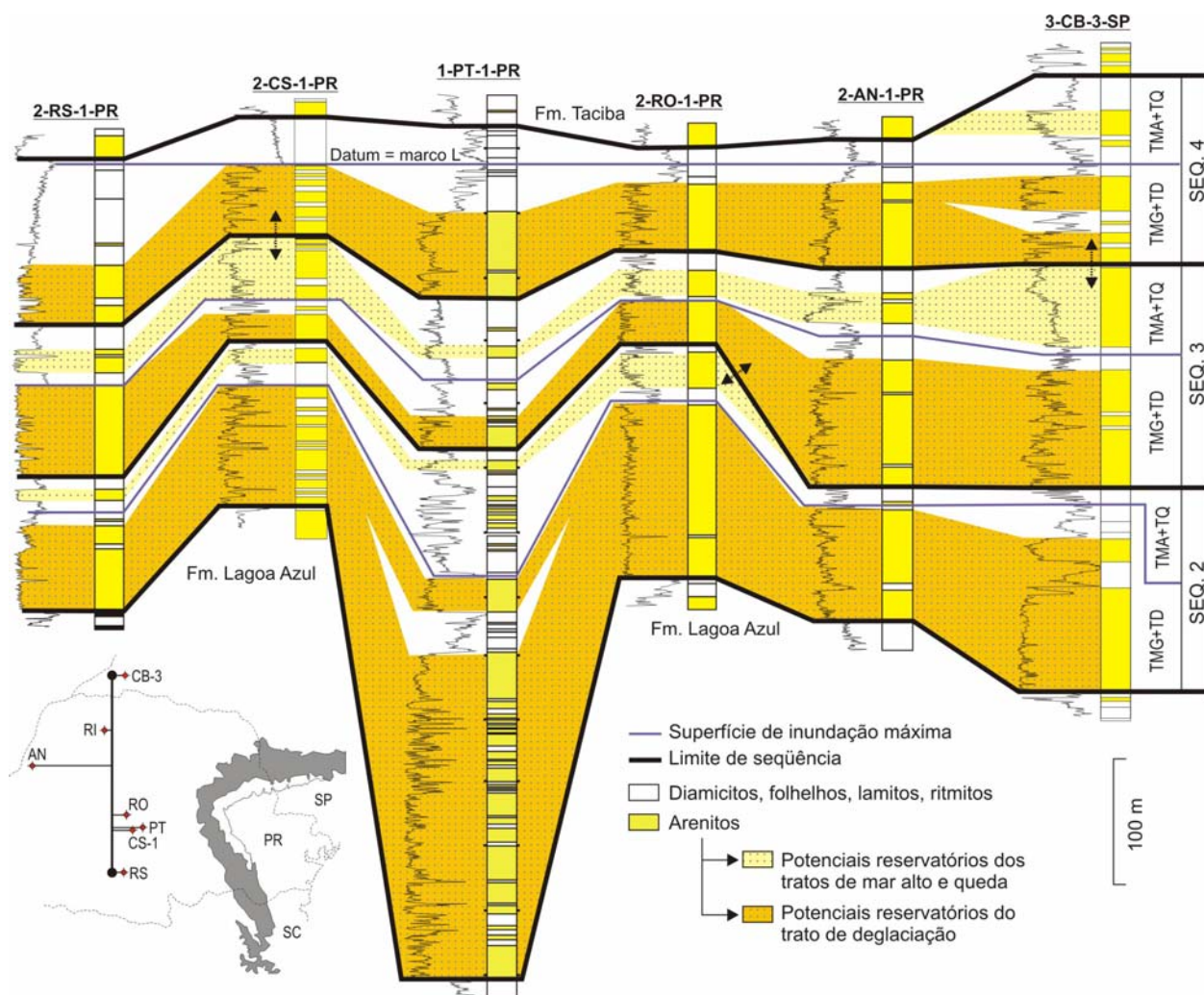


Figura 8.2 – Distribuição das principais unidades arenosas da Formação Campo Mourão numa seção cronoestratigráfica regional oblíqua ao paleomergulho deposicional. Setas indicam situações de contato direto entre arenitos acima e abaixo dos limites de seqüência. Notar que as desconformidades influenciam fortemente a continuidade lateral e geometria das sucessões arenosas. TMG = trato de máximo glacial; TD = trato de deglaciação; TMA = trato de mar alto; TQ = trato de queda.

O confinamento de algumas sucessões arenosas do trato de deglaciação em canais ou vales é mais pronunciado na base da seqüência 2. Esse aspecto pode ser observado numa seção de correlação cronoestratigráfica de leste para oeste, utilizando como *datum* a superfície de inundação máxima dessa seqüência (Fig. 8.3). Observa-se nessa seção que arenitos do trato de deglaciação podem ocorrer em contato lateral com arenitos dos tratos de mar alto e queda de uma seqüência sotoposta devido ao relevo pronunciado das canalizações. Nesse caso, na falta de um arcabouço estratigráfico definido, arenitos com propriedades de reservatório diferentes podem ser erroneamente correlacionados.

A origem dessas canalizações, pelo menos daquelas observadas em campo, foi atribuída à erosão por fluxos catastróficos de água de degelo no momento da geração das desconformidades (ver discussão no capítulo 7). Também se considera a hipótese de que

depressões de grandes dimensões podem estar relacionadas com a tectônica formadora, sendo assim depocentros locais limitados por falhas onde teria se acumulado maior volume de sedimentos do trato de deglaciação.

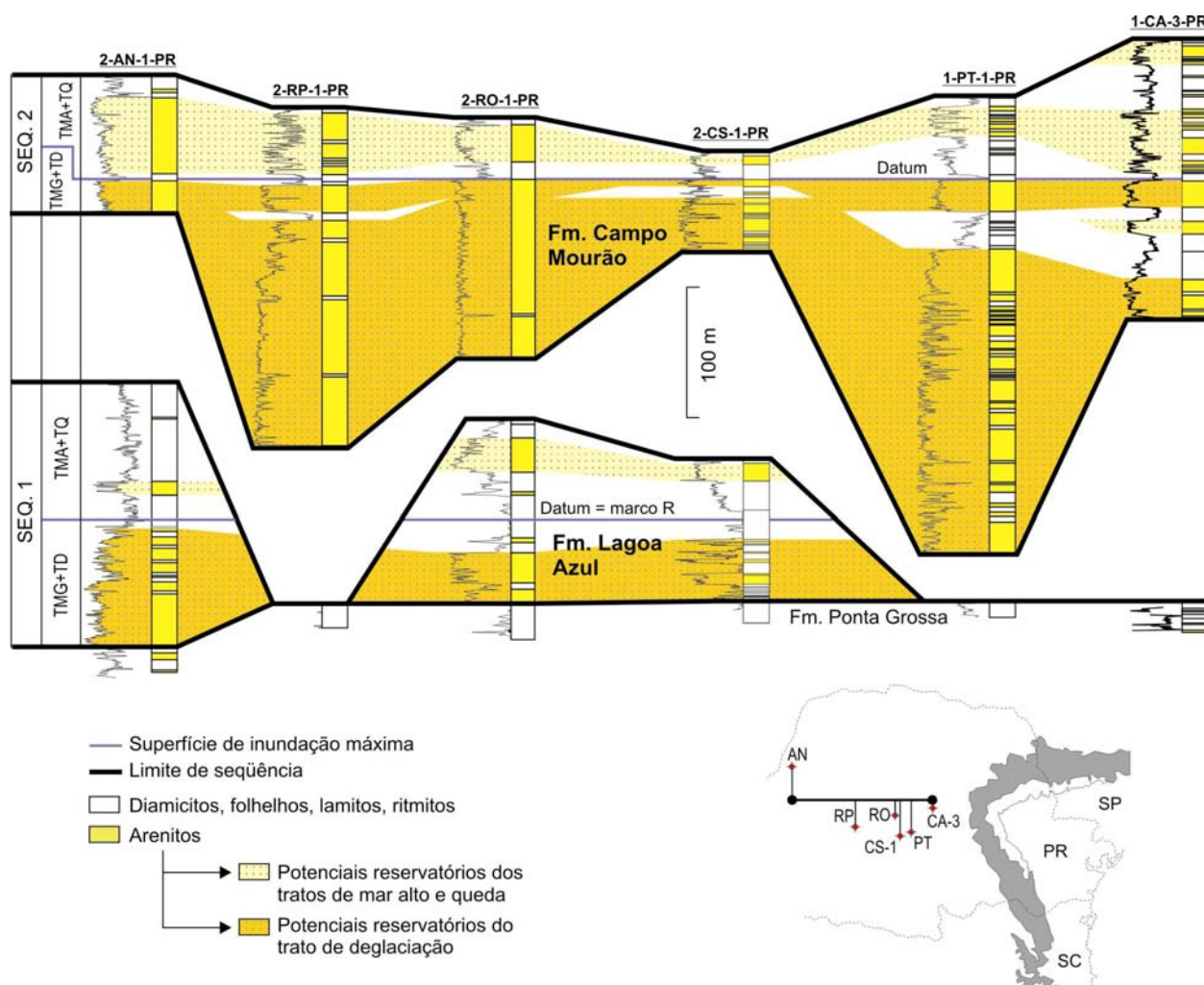


Figura 8.3 – Comportamento dos intervalos arenosos relacionados à discordância neocarbonífera que limita as seqüências 1 e 2. Devido ao relevo da superfície discordante, arenitos de idades e tratos deposicionais diferentes podem estar em contato lateral. TMG = trato de máximo glacial; TD = trato de deglaciação; TMA = trato de mar alto; TQ = trato de queda.

8.1.2. HETEROGENEIDADES EM MEGAESCALA

A escala megascópica de heterogeneidade (megaescala) manifesta-se na dimensão externa de unidades arenosas permeáveis e seu relacionamento com intervalos de baixa permeabilidade (Galloway & Hobday, 1996). Em termos genéticos, situa-se na escala de sistema deposicional (Dreyer, 1993). Na Bacia do Paraná, variações dessa hierarquia são dificilmente detectadas em subsuperfície devido à carência de dados de alta resolução. Com isso, a análise deve ser voltada para a faixa de afloramentos a partir da seleção de unidades

arenosas com boa exposição e representativas do registro estratigráfico verificado em subsuperfície.

Corpos ou sucessões aflorantes que equivalem cronologicamente e geneticamente aos reservatórios em condições reais de produção são denominadas de reservatórios análogos (e.g. Flint & Bryant, 1993). A Bacia do Paraná apresenta condições propícias para o estudo de análogos devido à existência de boas exposições de arenitos na faixa de afloramentos e a carência de dados de subsuperfície. Para aplicar o método no Grupo Itararé, foi escolhida a área de ocorrência do arenito Vila Velha devido a vários aspectos, tais como: facilidade de acesso, abundância de afloramentos lateralmente contínuos, mapeabilidade e posição estratigráfica conhecida em relação ao arcabouço regional de subsuperfície.

O “arenito flúvio-glacial de Vila Velha” foi descrito por Maack (1946) para definir sucessões arenosas de idade carbonífera situadas na base do Grupo Itararé e diferenciá-las dos arenitos devonianos da Formação Furnas. A área-tipo inclui exposições de arenitos avermelhados nos arredores do Parque Estadual de Vila Velha. Maack (1946) dividiu a sucessão local do Grupo Itararé, com cerca de 150 m de espessura, em quatro principais conjuntos litológicos empilhados da seguinte forma: 1. arenitos de natureza incerta; 2. varvitos vermelhos, folhelhos e camadas argilosas; 3. arenito argiloso flúvio-glacial em camadas finas; 4. arenito flúvio-glacial vermelho, branco e amarelado com lentes de conglomerado e seixos; 5. arenito vermelho de Vila Velha com seixos esporádicos. Os conjuntos 3, 4 e 5 corresponderiam ao arenito Vila Velha típico, que se caracteriza pela desagregação intempérica em formas bizarras.

França et al. (1996) reescreveram o empilhamento do arenito incluindo na seqüência os arenitos conglomeráticos basais (conjunto 1 de Maack 1946). Dessa forma, o termo arenito Vila Velha passou a ser empregado de forma mais ampla para descrever toda a sucessão arenosa do Grupo Itararé aflorante nas escarpas locais. No presente trabalho, utilizar-se-á essa abordagem, já que possibilita uma melhor definição do arenito como unidade litoestratigráfica informal situada na base da Formação Campo Mourão.

O arenito Vila Velha aflora em uma região de aproximadamente 300 km² a sudoeste da Cidade de Ponta Grossa, no Parque Estadual de Vila Velha e imediações. Seus afloramentos se destacam na topografia, configurando escarpas bem pronunciadas e de fácil mapeabilidade. Em alguns casos, devido ao intenso fraturamento e à erosão atual, desenvolvem-se feições colunares isoladas e com formas bizarras, tais como a conhecida “taça” de Vila Velha. As fácies presentes acima do arenito não puderam ser verificadas, devido à ausência de afloramentos desse nível estratigráfico na área estudada.

Segundo Maack (1946), arenitos semelhantes aos de Vila Velha ocorrem em áreas mais distantes e numa mesma posição estratigráfica, como por exemplo nos arredores da Cidade de Palmeira, próximo a Witmarsum e na localidade de Mandaçaia, entre Palmeira e São João do

seqüências 1, 2, 3, 4 e 5. Na seção-tipo, levantada no flanco norte do arco de Ponta Grossa, as seqüências apresentam espessuras entre 100 e 200 m.

- As cinco seqüências podem ser correlacionadas na maior parte da área de estudo, tanto na faixa de afloramentos quanto em perfis de poços profundos.
- Como horizontes-chave para correlação, foram reconhecidos três níveis marinhos de ocorrência regional em superfície e subsuperfície: 1. marco R (Westfaliano – seqüência 1), 2. marco L (Estefaniano/Asseliano – seqüência 4) e 3. marco T (Sakmariano – seqüência 5). A idade dos intervalos é baseada principalmente em datação palinológica.
- Cada seqüência apresenta empilhamento com granodecrescência a granocrescência ascendente quando completo, registrado da base para o topo pela superposição das associações A, B, C e D. A parte média-superior das seqüências contém horizontes argilosos interpretados como superfícies de inundação máxima. As associações A e D podem estar ausentes por não deposição ou erosão subsequente.
- Nas áreas glaciadas, os limites de seqüência são desconformidades geradas por erosão glacial direta e/ou por fluxos de água de degelo sub a proglaciais. Registram pelo menos cinco eventos maiores de avanço de geleiras de base úmida provenientes de sudeste. Para as áreas distantes da influência direta da glaciação, sugere-se que épocas de avanço glacial proporcionaram queda eustática por glácio-eustasia e geração de desconformidades por erosão subaérea.
- O registro estratigráfico das seqüências é composto por três tratos de sistemas deposicionais controlados pelos ciclos glaciais: 1. trato de máximo glacial (associação A), 2. trato de deglaciação (associação B e parte inferior da associação C); 3. trato de mar alto/trato de queda (parte superior da associação C e associação D).
- Os resultados da correlação superfície-subsuperfície indicam que o registro verificado em perfis de poços equivale ao constatado na faixa de afloramentos, tanto cronologicamente quanto em termos de constituição litológica, o que possibilita, pelo menos para a área de estudo, a integração entre diferentes propostas de classificação litoestratigráfica.
- Unidades arenosas com potencial para constituir reservatórios de hidrocarbonetos e aquíferos ocorrem nos tratos de deglaciação e mar alto/queda. Sistemas reservatórios do trato de deglaciação incluem arenitos e conglomerados de *outwash* da associação B, freqüentemente canalizados, e lobos turbidíticos derivados de fluxos hiperpicnais na associação C, de geometria tabular e grande continuidade lateral. Nos tratos de mar alto e queda, os sistemas reservatórios incluem depósitos costeiros a marinhos rasos regressivos, principalmente barras sigmoides de desembocadura e fácies litorâneas retrabalhadas por ondas.

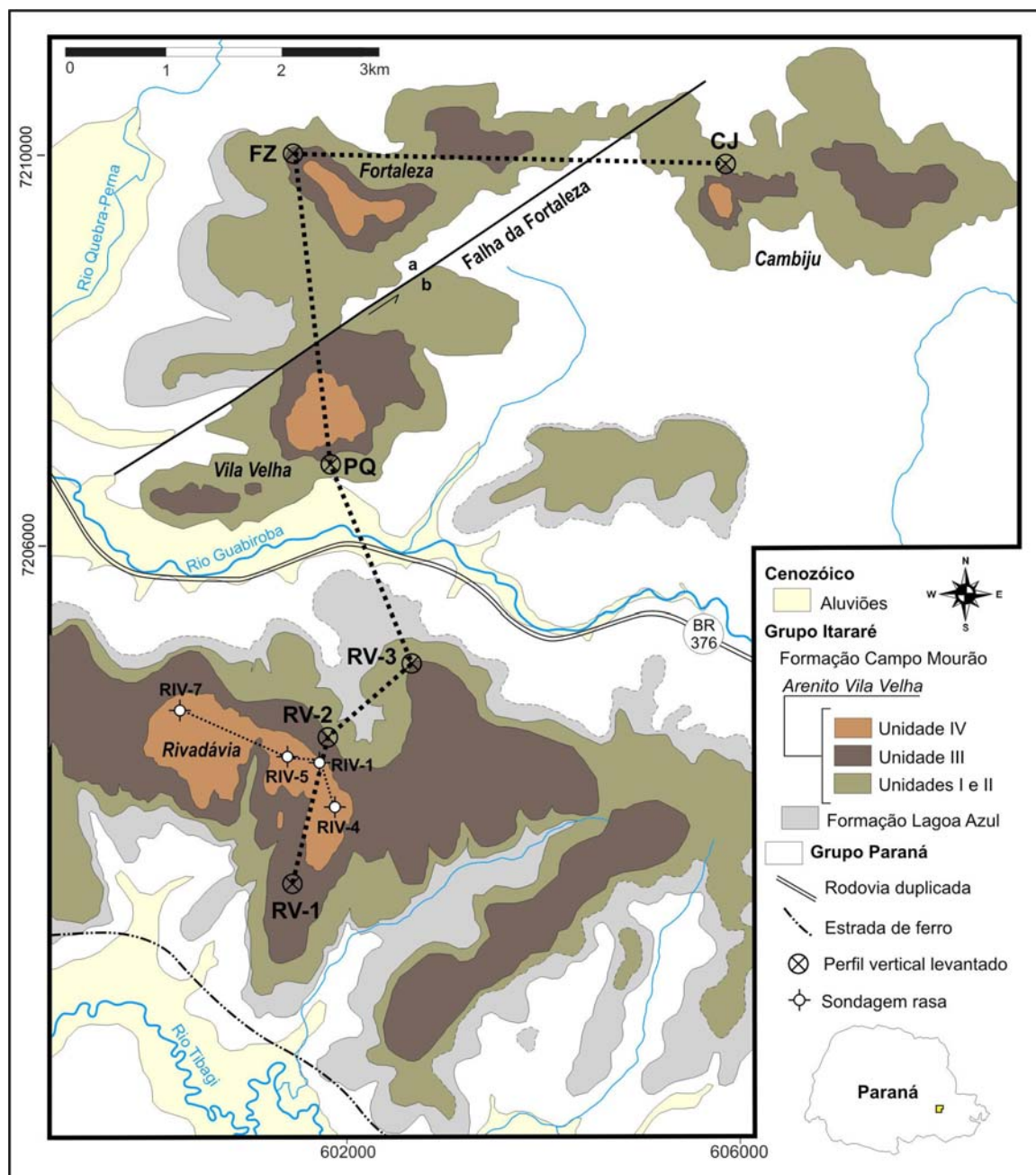


Figura 8.4 – Mapa detalhado do arenito Vila Velha em sua localidade-tipo, ilustrando sua subdivisão em unidades litológicas mapeáveis na escala 1:25.000. Essas unidades representam volumes tridimensionais na megaescala de heterogeneidade (modificado de Trzaskos et al., 2006).

Unidade	Fácies típicas	Modo de deposição	Espessura máxima	Grau de variação lateral de espessura	Geometria externa	Grau de Heterogeneidade macro e meso	Qualidade estimada do reservatório
A	Gc, Gm, Gg, Sp/St, Sh	Outwash subaquoso	35 m	Alto	Canal (vale) ou montiforme	Alto	Baixa a moderada
B	Ds, Fld, Sm, Sg	Glácio-marinho dominado por lama	15 m	Moderado a alto	Tabular ou lente	Não-reservatório	Não-reservatório
C	Sm, Sg, Si, Sr, Sp	Fluxos de turbidez hiperpicnais	45 m	Baixo	Tabular	Baixo a moderado	Moderada
D	Ss, Sl, Sm, Sg, Si	Frete deltaica com interação rio/ondas	40 m	Moderado	Tabular	Moderado	Moderada a alta

Tabela 8.1 – Descrição sintética das unidades definidas no arenito Vila Velha.

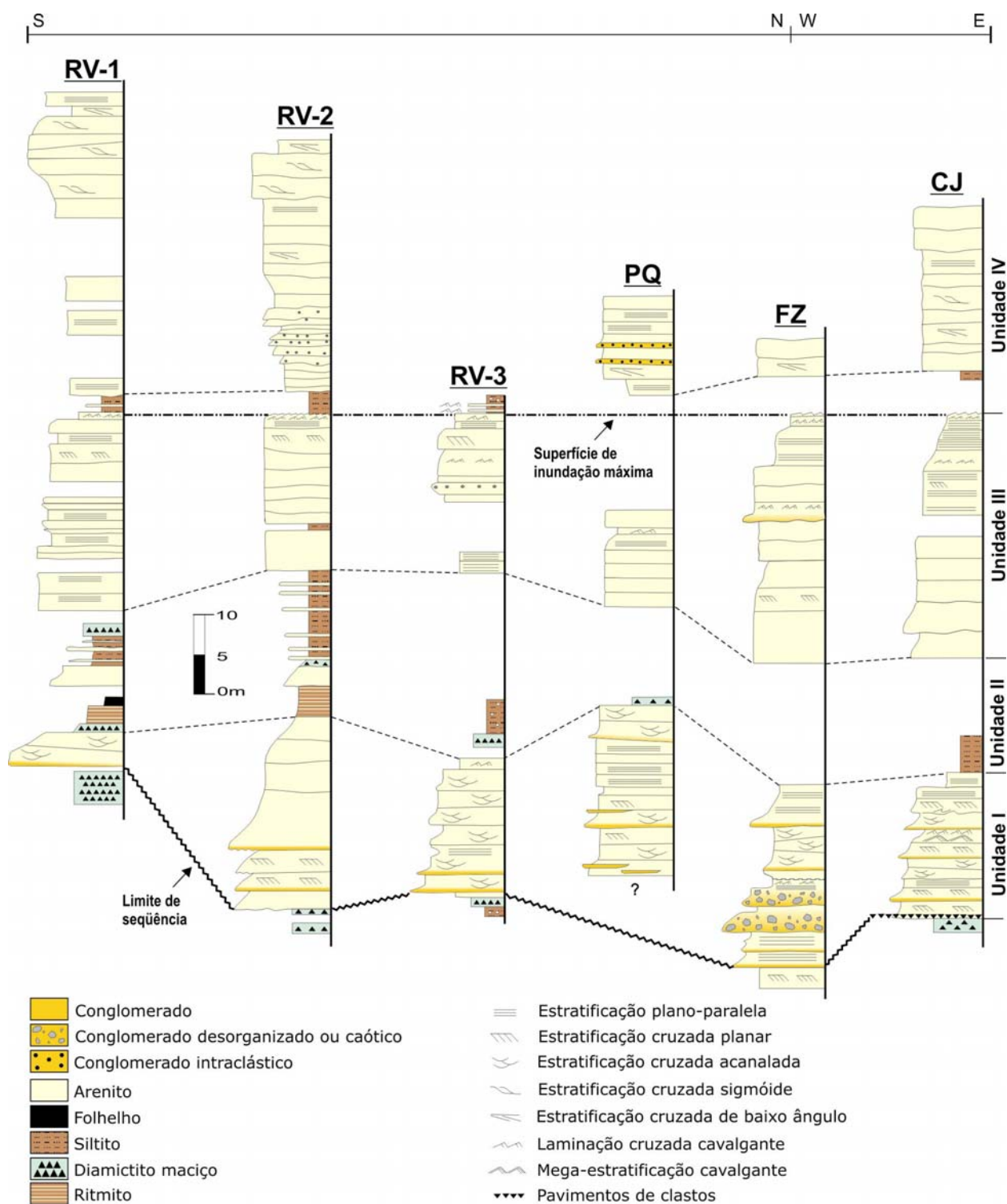


Figura 8.5 – Seção de correlação estratigráfica entre perfis verticais levantados no arenito Vila Velha, ilustrando sua divisão em 4 unidades (I, II, III e IV). Localização na figura 8.4.

A **unidade I** possui espessura variando entre 10 e 35 m e assenta discordantemente sobre a Formação Lagoa Azul ou o embasamento devoniano (formações Furnas e Ponta Grossa). À superfície erosiva basal associam-se delgados horizontes de tilitos, pavimentos de clastos subglaciais ou horizontes conglomeráticos pobremente selecionados. Assim como

verificado nas seções de subsuperfície, o perfil da desconformidade é irregular, causando o confinamento dos depósitos basais da unidade I em paleocanais ou vales, cuja orientação média é ESSE-WNW. Nas porções basais mais confinadas concentram-se litofácies conglomeráticas, compondo sucessões de até 4 m de espessura. A unidade I forma um típico ciclo de granodecrescência e aumento na seleção em direção ao topo, culminando com os estratos lamíticos da unidade II. O contato entre as unidades I e II é uma superfície planar sobre a qual repousam folhelhos sílticos, podendo ser interpretada como uma superfície transgressiva.

A **unidade II** compreende uma sucessão de fácies pelíticas disposta em contato gradativo sobre os arenitos da unidade I. Sua espessura máxima constatada é de 15 metros, mas, na maioria dos perfis levantados, as litologias estão encobertas pela vegetação ou com elevado grau de intemperismo, contrastando na topografia com os relevos escarpados das unidades arenosas sub e sobrejacentes. A melhor exposição ocorre na região da Fazenda Rivadávia, no local do perfil estratigráfico levantado por França et al. (1996) (perfil RV-2 na figura 8.5). Devido ao seu caráter predominantemente pelítico, continuidade lateral e espessura relativamente constante, a unidade II representa uma importante barreira hidráulica contida no arenito Vila Velha, impedindo a conectividade entre os arenitos das unidades I e III.

A **unidade III** é constituída por arenitos com típica coloração avermelhada, assentados em contato brusco e erosivo sobre a unidade II. Sua espessura máxima é de cerca de 30 metros, definindo escarpas pronunciadas e de fácil reconhecimento. Apresenta padrão granulométrico vertical de granodecrescência ascendente, que culmina com horizonte de folhelho da base da unidade seguinte (superfície de inundação máxima). No que tange a geometria externa e continuidade, a unidade III representa uma espessa e lateralmente contínua sucessão arenosa confinada entre horizontes pelíticos e hidráulicamente isolada. A geometria dos grandes corpos arenosos é tabular, porém com base ligeiramente côncava e topo plano (Fig. 8.6). A geometria tabular repete-se em pelo menos duas escalas dentro da dimensão megascópica, sendo possível aplicar a classificação de superfícies limítrofes a partir da adaptação do modelo de Miall (1988) (Fig.8.6). O limite basal da unidade III é considerado uma superfície de 6ª ordem (Fig. 8.6-A), representando mudança maior no contexto de deposição (desconformidade ou diastema). Complexos de lobos turbidíticos registrados como corpos arenosos mais espessos e lateralmente contínuos são limitados por superfícies de 5ª ordem, às quais associam-se horizontes pelíticos que servem de barreira hidráulica (Fig. 8.6-B). Essas superfícies de 5ª ordem marcam limites entre ciclos de construção sedimentar (parassequências segundo Van Wagoner et al., 1990). Os complexos turbidíticos englobam a superposição de lobos deposicionais limitados por superfícies de amalgamação, que equivalem a superfícies de 4ª ordem (Fig. 8.6-C). Essas superfícies de 4ª ordem resultam da migração

lateral do eixo deposição durante fases de construção de lobos e já se relacionam à macroescala de heterogeneidade, limitando elementos arquitetônicos (lobos).

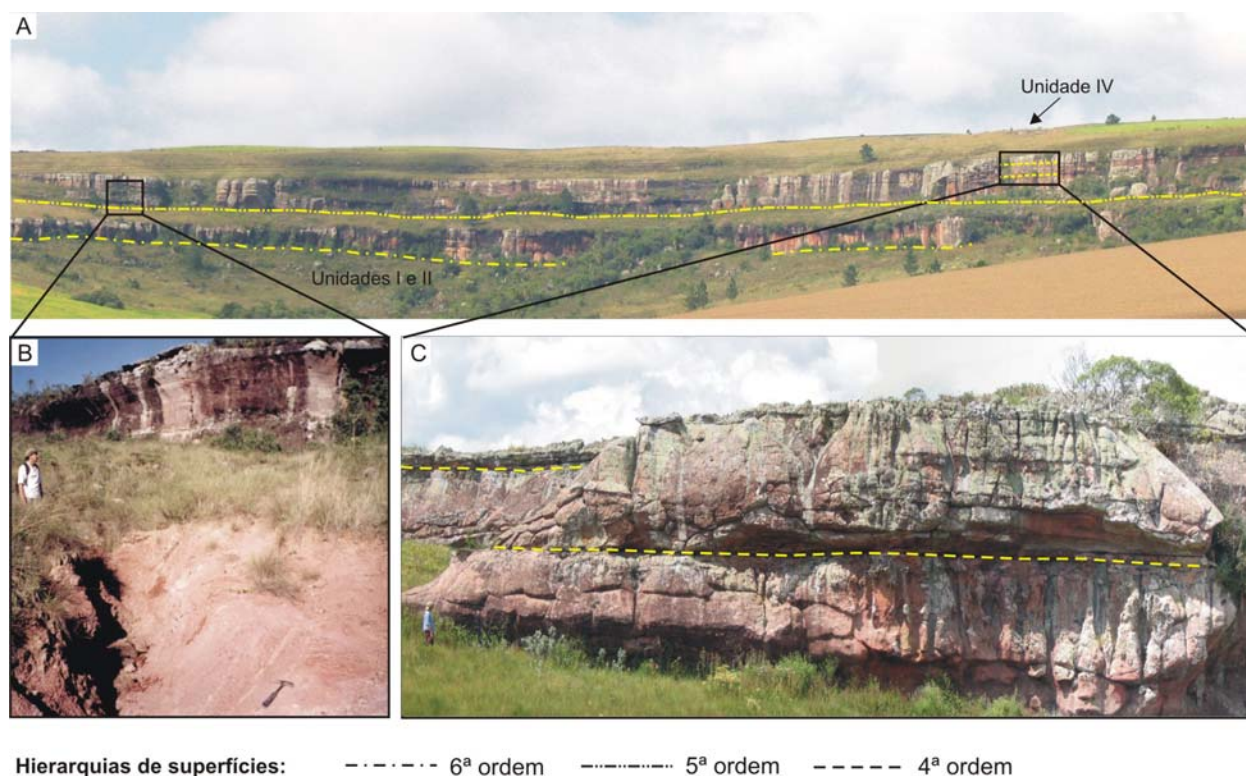


Figura 8.6 – Representação de escalas de heterogeneidades na unidade III do arenito Vila Velha, baseada no modelo de hierarquias de superfícies de Miall (1988). A) Superfície de 6ª ordem representando a descontinuidade basal da unidade III e superfície de 5ª ordem limitando complexos de lobos deposicionais. B) Detalhe de horizonte argiloso associado à superfície de 5ª ordem, atuando como barreira interna de permeabilidade. C) Superfícies de 4ª ordem tipicamente com ausência de argila, representadas por limites de lobos deposicionais amalgamados.

A **unidade IV** representa o topo do arenito Vila Velha e apresenta espessura máxima constatada de 38 m. O padrão geral de variação textural na vertical é de granocrescência e espessamento das camadas em direção ao topo (*coarsening/thickening upward*), que inicia num horizonte argiloso de grande continuidade lateral (superfície de inundação máxima). A geometria externa é predominantemente tabular (*sheet-like*), com variações de espessura moderadas e graduais. Essa unidade foi alvo de estudos de detalhe por Kraft (2005), visando a modelagem geométrica e petrofísica. Quatro poços rasos executados na fazenda Rivadávia atravessaram por completo a unidade, dispondo perfilagem geofísica e alguns testemunhos. A figura 8.7 ilustra seção de correlação entre esses poços, representando padrões de perfil constatados na unidade IV e a delimitação de unidades de fluxo. Nota-se de imediato a presença do intervalo argiloso basal, atuando como barreira hidráulica e impedindo a conectividade com a unidade arenosa sotoposta. O pico radioativo exibido no perfil de raios-

gama marca o local da superfície de inundação máxima da seqüência 2. Horizontes e lentes argilosas de pequena espessura ocorrem internamente à unidade IV, aparecendo como níveis de incremento na assinatura gama e atuando como obstáculos à permeabilidade vertical (barreiras ou *baffles*). Desses horizontes, um é mais contínuo e permite a delimitação de duas unidades de fluxo (IV-A e IV-B) de geometria tabular a lenticular e com extensão lateral mínima de 1,5 km (Fig. 8.7).

8.1.3. HETEROGENEIDADES EM MACRO E MESOESCALA

A macroescala de heterogeneidade se expressa nos elementos arquitetônicos, ou seja, conjuntos tridimensionais de fácies que representam partes do sistema deposicional. A mesoescala ocorre no nível de fácies e dos planos de estratificação contidos nessas fácies. Essas duas escalas de heterogeneidades representam o principal objeto de estudo na análise de fácies e são avaliadas a partir de dados de campo e testemunhos de poços. As três unidades arenosas que compõem o arcabouço estratigráfico do arenito Vila Velha apresentam distintos graus e padrões de heterogeneidade interna, devido a diferenças nos processos e sistemas deposicionais formadores.

A **unidade I** é a mais heterogênea e compreende corpos sedimentares com forte variação lateral de espessura e gradientes granulométricos verticais e laterais altamente complexos. Essa unidade é interpretada como o produto de sedimentação em leques de *outwash* subaquosos, com dinâmica controlada por fluxos de água de degelo injetados diretamente no corpo d'água e oriundos de uma margem glacial aterrada. Esse contexto caracteriza o que foi denominado de associação de fácies B, de ocorrência ampla no Grupo Itararé dentro da área de estudo. Devido à progressiva diminuição no grau de influência do gelo em direção ao topo, há, em termos gerais, homogeneização ascendente.

Flutuações na descarga de água de degelo resultaram na alternância entre arenitos tracionais das fácies Sh e Sp/St e horizontes conglomeráticos resultantes de fluxos hiperconcentrados ou de maior energia (fácies Gc e Gm). Tais horizontes conglomeráticos são pobremente selecionados e com considerável proporção de lama na matriz, sugerindo baixa permeabilidade. Nesse caso, a conectividade vertical entre os arenitos de melhor permeabilidade será comprometida. O grau de influência dessa heterogeneidade deve diminuir para o topo devido à rarefação dos horizontes conglomeráticos. Corpos canalizados e planos frontais de estratificação cruzada de grande porte deverão condicionar caminhos preferenciais de permeabilidade na unidade I, de modo similar ao verificado em arenitos eólicos (Chandler et al., 1989).

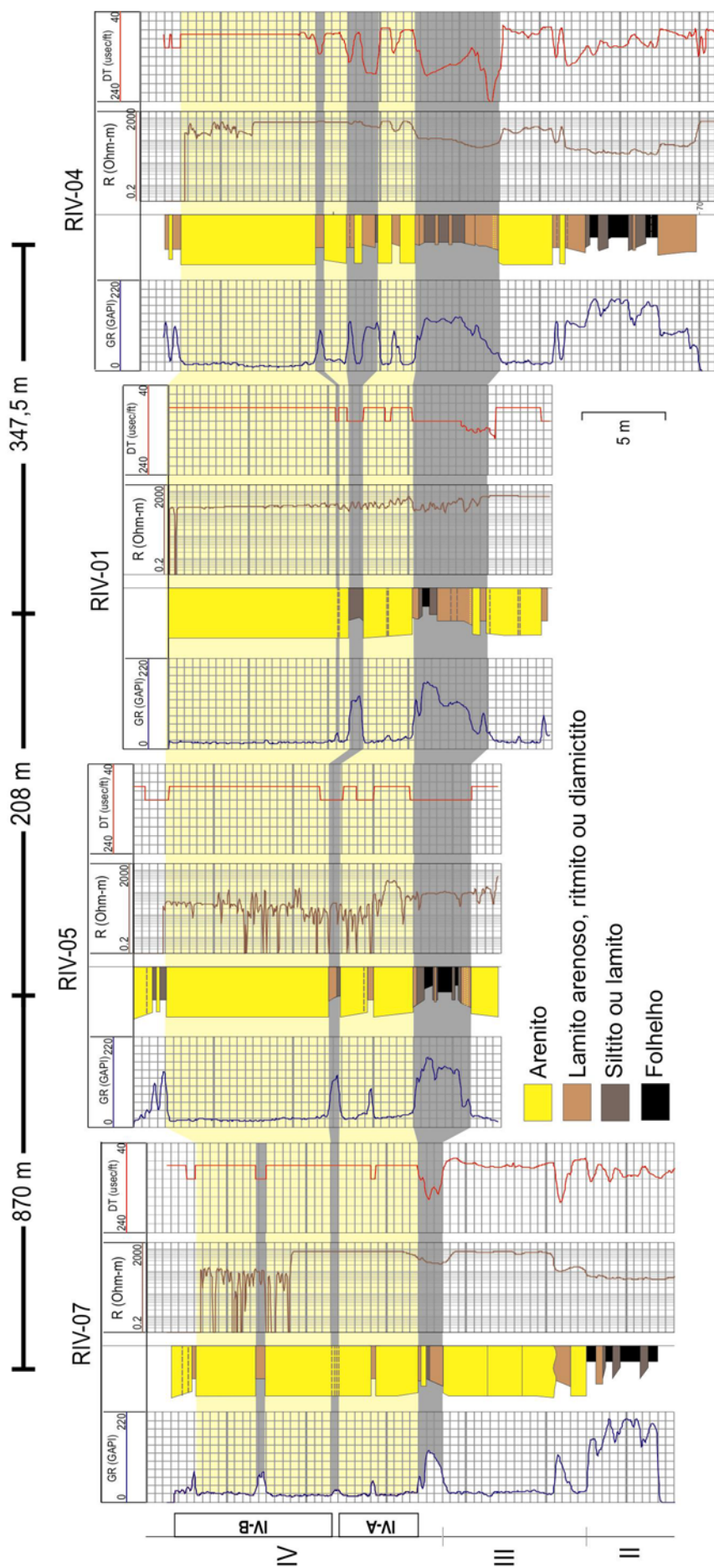


Figura 8.7 – Correlação entre perfis de sondagens rasas na Fazenda Rivadávia, destacando a unidade IV do arenito Vila Velha. Localização na figura 8.3.

A **unidade III** compreende depósitos turbidíticos originados de fluxos hiperpicnais vinculados a cheias (e.g. Mulder et al., 2003; Mutti et al., 2003; Plink-Björklund & Steel, 2004). Esses depósitos não exibem elementos arquitetônicos típicos de sistemas turbidíticos dominados por fluxos súbitos em taludes acentuados (*slide-induced surge-type flows*). Os arenitos são espessos, tabulares e de grande continuidade lateral, amalgamados ou limitados por horizontes delgados de lama, e podem ser descritos como lobos de frente deltaica. As fácies são principalmente maciças, gradadas e com laminação plano-paralela, nas quais gradientes horizontais de permeabilidade são mais efetivos. Ciclos métricos de variação textural (granulometria, seleção e teor de matriz) controlam a morfologia dos afloramentos pois definem zonas com diferentes graus de cimentação devido à variação vertical de permeabilidade. Porções compostas por arenitos grossos e imaturos, com abundantes clastos de argila possuem baixa permeabilidade e menor grau de cimentação. Arenitos finos, quartzosos e de melhor seleção são mais permeáveis e acham-se intensamente cimentados. A resistência diferencial ao intemperismo dessas camadas é a responsável pelas geoformas comuns no Parque Estadual de Vila Velha (taça, garrafa etc.).

A **unidade IV** apresenta grau intermediário de heterogeneidade, pois comporta elementos arquitetônicos e fácies com geometrias sigmóides, em cunha, tabulares ou lenticulares. Intercalações pelíticas são mais escassas e, quando presentes, são de pequena espessura e descontínuas lateralmente. As fácies incluem arenitos maciços ou com gradação normal a inversa (Sm, Sg e Si) associados a estratificação plano-paralela (Sh), cruzadas sigmóides (Ss) e laminação de baixo ângulo (SI). A fácies SI é típica da parte média-superior da unidade e caracteriza-se por estratificação cruzada planar com truncamentos em cunha. Essa estratificação ocorre comumente em associação lateral ou intercalada com corpos sigmóides da fácies Ss. A sucessão vertical evidencia típica granocrescência ascendente, sendo interpretada como um evento de progradação.

Fácies com estratificação cruzada sigmóide são comuns em frente deltaica dominada pelo rio, constituindo depósitos de barras de desembocadura. A associação Sh/SI com truncamentos em cunha é interpretada como barras de *swash* e *backwash* ou praia (Reading & Collinson, 1996). Esses depósitos demonstram que processos induzidos por ondas foram capazes de remobilizar parcialmente os sedimentos trazidos pelos rios, mesmo em condições de elevada descarga fluvial, caracterizando frentes deltaicas dominadas pela interação rio-onhas (Elliot 1986). O modelo explica de forma satisfatória a relação espacial íntima entre as fácies Sh/SI e arenitos sigmóides (barras de desembocadura).

O bloco-diagrama da figura 8.8. ilustra de maneira esquemática o arcabouço estratigráfico do arenito Vila Velha, representando suas heterogeneidades em escalas mega, macro e mesoscópica.

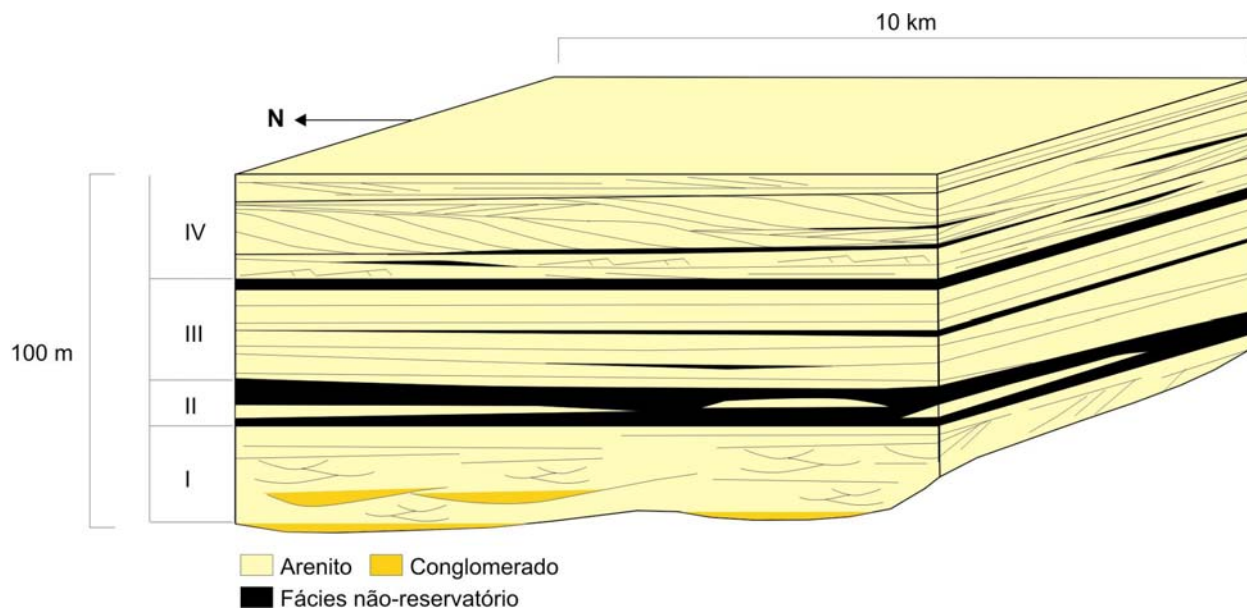


Figura 8.8 - Bloco-diagrama ilustrativo do arcabouço estratigráfico e das diferentes escalas de heterogeneidades do arenito Vila Velha. Números romanos indicam as unidades mapeáveis presentes no arenito.

8.2. MODELO PREDITIVO BASEADO NA ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

O arenito Vila Velha representa um espesso intervalo arenoso do Grupo Itararé situado litoestratigraficamente na base da Formação Campo Mourão. Segundo o arcabouço estratigráfico definido neste trabalho, o arenito representa, com cerca de 100 m de espessura, a maior parte do empilhamento da seqüência 2. Considerando a ciclicidade da sedimentação Itararé na área de estudo, a análise detalhada do empilhamento do arenito Vila Velha permite estabelecer um modelo genético aplicável a outros intervalos arenosos do grupo.

A discordância basal do arenito Vila Velha foi desenvolvida sobre a Formação Lagoa Azul, porém com a erosão atingindo o substrato devoniano na parte norte da área. Os conglomerados basais de *outwash* da unidade I representam a primeira fase de sedimentação. O empilhamento das unidades I, II e III define um grande ciclo retrogradante e se encaixa no modelo de trato de deglaciação proposto neste trabalho. O intervalo argiloso na base da unidade IV representa a superfície de inundação máxima, onde se iniciam os tratos de mar alto e de queda representados no empilhamento progradante da unidade IV.

A superfície erosiva que marca a base da unidade III já havia sido mencionada no trabalho de França et al. (1996), que a interpretaram como uma desconformidade do tipo 1 correlata à base do arenito Lapa. No presente trabalho, considera-se que essa superfície está associada a uma ciclicidade de 4ª ordem superimposta ao ciclo de 3ª ordem representado pelo arenito Vila Velha como um todo. Dessa forma, é possível reconhecer dois ciclos de 4ª ordem limitados por essa superfície, conforme ilustrado na figura 8.9. A origem dessa superfície

erosiva é ainda incerta, mas aventa-se a hipótese de erosão subaérea por queda do nível de base como resposta a soerguimento glácio-isostático.

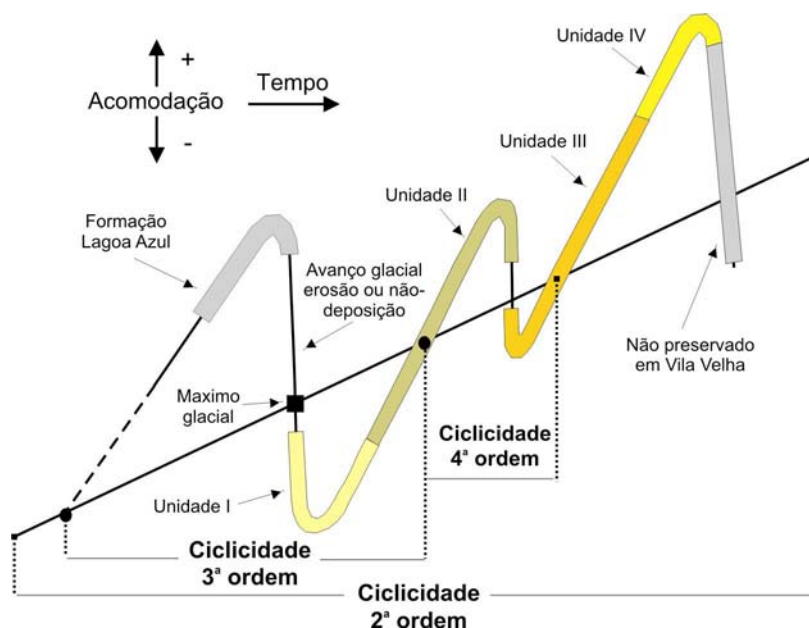


Figura 8.9 – Modelo de curva de variação temporal no espaço de acomodação para a sedimentação da sequência 2 na área de Vila Velha, ilustrando a superposição de ciclos em três ordens de hierarquias.

As características impostas pela dinâmica sedimentar permitem tecer hipóteses quanto à qualidade relativa das três principais unidades-reservatório do arenito Vila Velha. Para isso, parte-se da premissa de que a porosidade de reservatórios siliciclásticos é uma variável dependente do tamanho de grão e da seleção (Allen & Allen, 1994). Processos diagenéticos e tectônicos envolvidos na história de soterramento também são importantes, sobre tudo se tratando de arenitos paleozóicos, mas a análise desses atributos não está entre os objetivos deste trabalho. Resultados de pesquisas nesse sentido, enfocando os arenitos do Grupo Itararé na área estudada, foram discutidos por França & Potter (1989), Rostirolla et al. (2002), Bocardi (2005) e Trzaskos-Lipski et al. (2003).

Em subsuperfície, França & Potter (1989) consideraram que os melhores reservatórios do Grupo Itararé são arenitos com porosidade superior a 10% e contagem de raios-gama inferiores a 50 graus API, ou seja, com baixa proporção de matriz argilosa e de grãos feldspáticos. Numa outra linha de raciocínio, Bocardi (2005) concluiu que dependendo das modificações sofridas principalmente na eodiagênese, subarcóseos e sublitoarenitos podem constituir bons reservatórios, alcançando porosidade média de 15%. No entanto, a predição de reservatórios em âmbito regional baseada nesses fatores carece de maior número de dados petrofísicos de subsuperfície.

A unidade IV do arenito Vila Velha concilia baixa proporção de lama e níveis com boa seleção, sendo considerada a de melhor qualidade como reservatório. As fácies-reservatório

mais apropriadas são arenitos limpos retrabalhados por ondas (fácies Sl/Sh). Outras fácies potenciais incluem barras de desembocadura da unidade IV e turbiditos das unidades III e IV. A unidade I, de maneira geral, caracteriza-se por reservatórios de baixa a moderada qualidade devido à grande imaturidade mineralógica e seleção pobre. Corpos pouco espessos de arenitos tracionais de *outwash* dessa unidade (fácies Sp/St) representariam fácies mais propícias ao armazenamento e circulação de fluidos.

Os arenitos da unidade IV apresentam baixa contagem de elementos radioativos (API < 25), sugerindo baixos teores de matriz argilosa e feldspatos. No entanto, parte da matriz e dos minerais instáveis foi lixiviada em superfície durante a telodiagênese, de modo que esse valor não deve corresponder ao verificado em subsuperfície (cf. Bocardi, 2005). Dados de porosidade e permeabilidade oriundos de amostras de testemunhos foram analisados por Kraft (2005). A amostragem mais contínua foi obtida na sondagem RIV-1, conforme ilustrado na figura 8.10. É possível destacar um intervalo com porosidade acima de 18% e permeabilidade maior do que 500 md na porção médio-superior da unidade IV, coincidindo com a unidade de fluxo IV-B. Esse intervalo mostra os mais baixos valores de raios-gama verificados em toda a seção atravessada pelos poços rasos e coincide com o nível de ocorrência de fácies bem selecionadas retrabalhadas por ondas, denotando boa relação entre fácies deposicional e fácies reservatório.

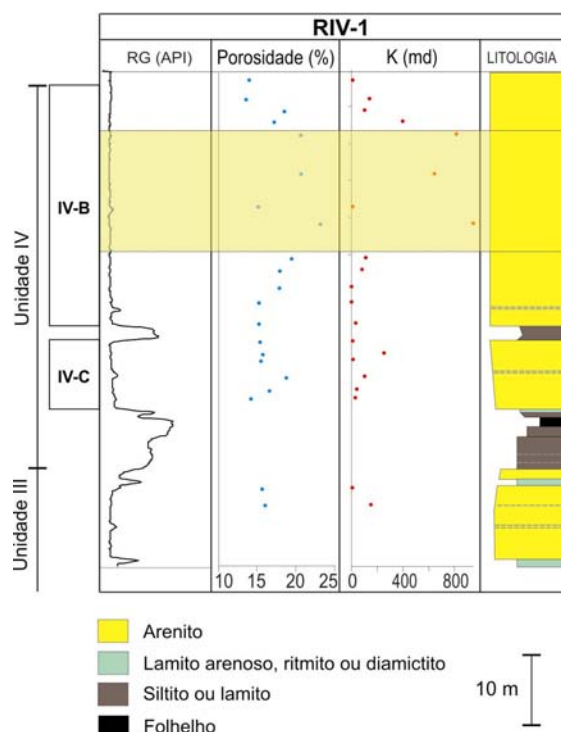


Figura 8.10 – Perfil da sondagem rasa RIV-1, representativo da unidade IV e topo da unidade III do arenito Vila Velha, ilustrando valores de porosidade e permeabilidade (K) provenientes de amostras de testemunhos. Intervalo com melhores propriedades permoporosas destacado em amarelo na parte médio-superior da unidade IV. Figura modificada de Kraft (2005).

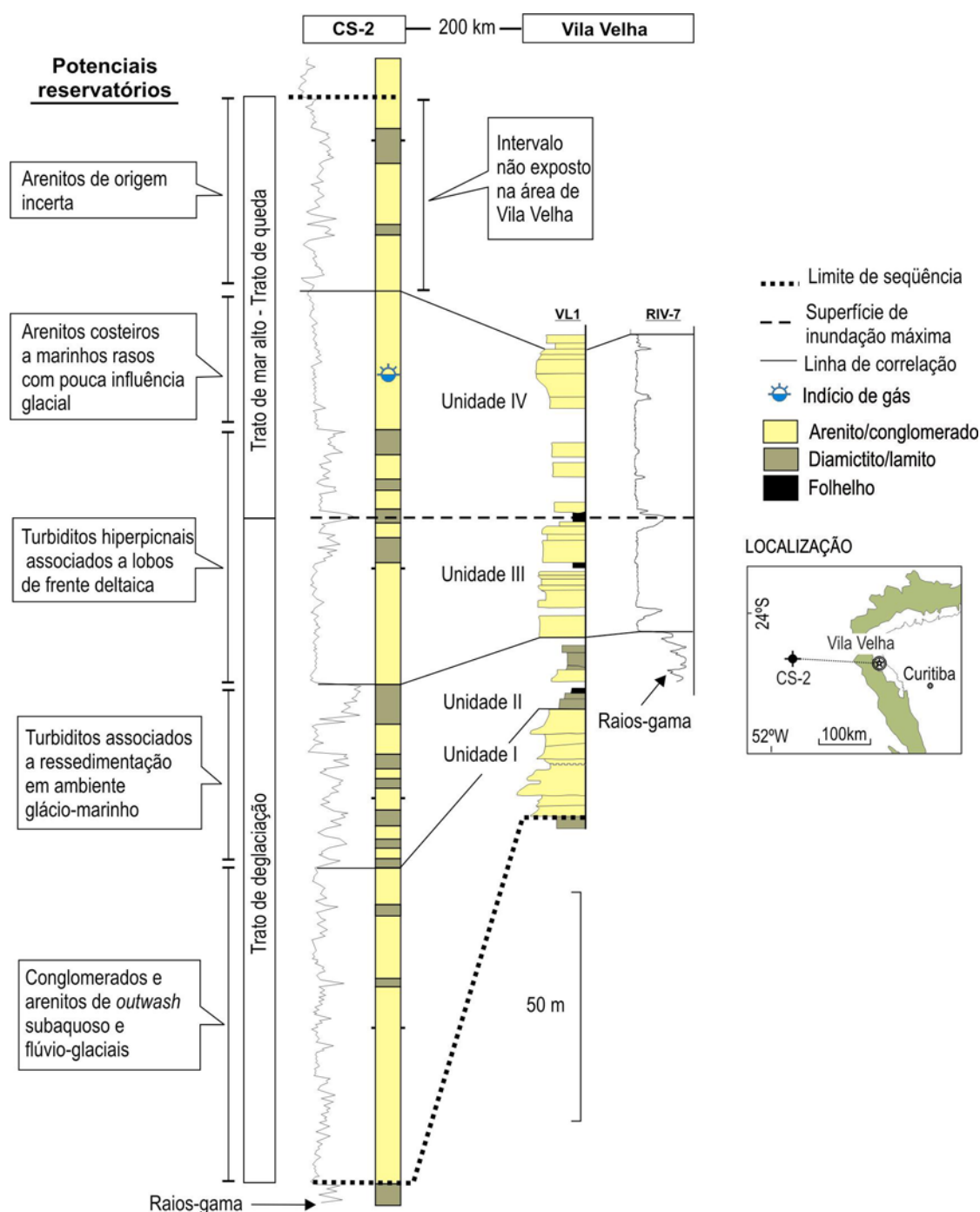


Figura 8.11 – Correlação do arenito Vila Velha com a seqüência 2 no poço 1-CS-2-PR (CS-2), onde foi verificado indício de gás em arenitos equivalentes aos da unidade IV. A partir dessa correlação, são indicados na coluna da esquerda os principais tipos de reservatórios interpretados de acordo com o modo de deposição das fácies.

A equivalência do arenito Vila Velha com a seqüência 2 do Grupo Itararé, mapeável em perfis de poços, possibilita que os conceitos desenvolvidos em campo possam ser grosso modo extrapolados para subsuperfície. A figura 8.11 ilustra proposta de correlação entre o perfil vertical típico do arenito Vila Velha e o segmento basal da Formação Campo Mourão

(seqüência 2) no poço Chapéu do Sol nº2 (1-CS-2-PR), perfurado no centro do estado do Paraná.

A sondagem pioneira de Chapéu do Sol foi uma das várias que detectaram gás em arenitos da Formação Campo Mourão durante a campanha de exploração executada pelo Paulipetro na década de 1980. Indícios de gás foram verificados nesse poço em arenitos do terço basal da Formação Campo Mourão, de baixa argilosidade e com empilhamento progradante. A correlação apresentada na figura 8.11 mostra que o arenito portador do gás possui boa correlação com a unidade IV do arenito Vila Velha, estando situado em intervalo arenoso da parte superior da seqüência 2. Isso sugere que a associação de natureza regressiva (associação de fácies D) presente nesse nível estratigráfico seja considerada provavelmente o melhor tipo de sistema reservatório presente no Grupo Itararé.

Conforme discutido no item 8.1.1, esse sistema reservatório ocorre em múltiplos níveis de posição estratigráfica conhecida dentro dos tratos de mar alto e queda, sendo, portanto, rastreável em escala de bacia e passível de predição no âmbito do modelo de seqüências desenvolvido no presente trabalho (ver figuras 8.2 e 8.3). De importância secundária, devem ainda ser considerados sistemas reservatórios associados a arenitos turbidíticos (associação C) e leques de *outwash* (associação B), situados no trato de deglaciação.

9. CONCLUSÕES

Da análise do Grupo Itararé na porção centro-leste da Bacia do Paraná, com ênfase na dinâmica sedimentar e na arquitetura estratigráfica, enumeram-se as seguintes conclusões:

- O Grupo Itararé é constituído por cinco litotipos essenciais: 1. arenitos, 2. diamictitos, 3. folhelhos/siltitos/lamitos, 4. ritmitos/fácies heterolíticas e 5. conglomerados.
- Nesses litotipos podem ser individualizadas 32 fácies, reconhecidas em campo e em testemunhos de poços. Essas fácies são recorrentes na vertical, não havendo exemplos característicos de um determinado intervalo estratigráfico.
- Paleocorrentes medidas em arenitos com estratificação cruzada apontam transporte sedimentar essencialmente de sul para norte, com vetores médios variando de WNW a NNE. Localmente, verificou-se fluxo para WSW e SE.
- Superfícies glaciais estriadas e sulcadas ocorrem sobre o embasamento do Grupo Itararé e dentro da sucessão permocarbonífera, indicando avanço de geleiras tanto sobre substratos rígidos pré-carboníferos quanto sobre sedimentos. O paleofluxo glacial indicado nas superfícies foi de sul para norte e de sudeste para noroeste, corroborando reconstruções paleogeográficas regionais.
- A partir da interpretação dos processos sedimentares, relações espaciais e genéticas entre as fácies e padrões de empilhamento, podem ser individualizadas quatro grandes associações de fácies recorrentes na vertical, denominadas de A, B, C e D.
- A associação de fácies A compreende tilitos subglaciais de alojamento e ablação, e depósitos de morena de empurrão deformados por processos glácio-tectônicos;
- A associação de fácies B é constituída por arenitos e conglomerados depositados em leques de *outwash*, sobretudo subaquosos, mediante ação de correntes de água de degelo oriundas de uma margem glacial aterrada em recuo.
- A associação de fácies C constitui-se de diamictitos, ritmitos, folhelhos e corpos arenosos. Representa deposição em ambiente glácio-marinho dominada por fluxos gravitacionais de sedimentos (escorregamentos, deslizamentos, fluxos de detritos e fluxos de densidade hiperconcentrados a concentrados), fluxos de turbidez, chuva de detritos, decantação de finos e queda de material detrítico transportado por gelo flutuante.
- A associação de fácies D é composta por arenitos, lamitos, fácies heterolíticas e raros diamictitos, localmente com níveis carbonosos e horizontes com macrofósseis vegetais. Registra eventos de progradação costeira, dominada por deltas influenciados por ondas e fluxos oriundos de sistemas flúvio-glaciais.
- As quatro associações de fácies dispõem-se na vertical em sucessões recorrentes, definindo cinco seqüências limitadas por desconformidades, denominadas de

seqüências 1, 2, 3, 4 e 5. Na seção-tipo, levantada no flanco norte do arco de Ponta Grossa, as seqüências apresentam espessuras entre 100 e 200 m.

- As cinco seqüências podem ser correlacionadas na maior parte da área de estudo, tanto na faixa de afloramentos quanto em perfis de poços profundos.
- Como horizontes-chave para correlação, foram reconhecidos três níveis marinhos de ocorrência regional em superfície e subsuperfície: 1. marco R (Westfaliano – seqüência 1), 2. marco L (Estefaniano/Asseliano – seqüência 4) e 3. marco T (Sakmariano – seqüência 5). A idade dos intervalos é baseada principalmente em datação palinológica.
- Cada seqüência apresenta empilhamento com granodecrescência a granocrescência ascendente quando completo, registrado da base para o topo pela superposição das associações A, B, C e D. A parte média-superior das seqüências contém horizontes argilosos interpretados como superfícies de inundação máxima. As associações A e D podem estar ausentes por não deposição ou erosão subsequente.
- Nas áreas glaciadas, os limites de seqüência são desconformidades geradas por erosão glacial direta e/ou por fluxos de água de degelo sub a proglaciais. Registram pelo menos cinco eventos maiores de avanço de geleiras de base úmida provenientes de sudeste. Para as áreas distantes da influência direta da glaciação, sugere-se que épocas de avanço glacial proporcionaram queda eustática por glácio-eustasia e geração de desconformidades por erosão subaérea.
- O registro estratigráfico das seqüências é composto por três tratos de sistemas deposicionais controlados pelos ciclos glaciais: 1. trato de máximo glacial (associação A), 2. trato de deglaciação (associação B e parte inferior da associação C); 3. trato de mar alto/trato de queda (parte superior da associação C e associação D).
- Os resultados da correlação superfície-subsuperfície indicam que o registro verificado em perfis de poços equivale ao constatado na faixa de afloramentos, tanto cronologicamente quanto em termos de constituição litológica, o que possibilita, pelo menos para a área de estudo, a integração entre diferentes propostas de classificação litoestratigráfica.
- Unidades arenosas com potencial para constituir reservatórios de hidrocarbonetos e aquíferos ocorrem nos tratos de deglaciação e mar alto/queda. Sistemas reservatórios do trato de deglaciação incluem arenitos e conglomerados de *outwash* da associação B, freqüentemente canalizados, e lobos turbidíticos derivados de fluxos hiperpicnais na associação C, de geometria tabular e grande continuidade lateral. Nos tratos de mar alto e queda, os sistemas reservatórios incluem depósitos costeiros a marinhos rasos regressivos, principalmente barras sigmoides de desembocadura e fácies litorâneas retrabalhadas por ondas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J. E.; Burns, M.; Sargent, S. C. 1986. *Cataclysms on the Columbia*. Portland, Timber Press, 213p.
- Allen, J.R.L. 1980. Sandwaves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary geology*, 161: 31-54.
- Allen, J.R.L. 1984. *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Amsterdam, Elsevier, 663 p.
- Allen, P. A & Allen, J.R. 1994. *Basin analysis: principles and applications*. Blackwell Science, 451 p.
- Almeida, F.F.M. 1945. Episódio da última época interglacial permocarbonífera no Paraná. DGM/DNPM, Notas Preliminares e Estudos, 27:1-18.
- Almeida, F. F. M. 1948. A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Boletim Geologia e Metalurgia*, 5: 112-118.
- Anderson, J. B. & Ashley, G. M. (ed.). 1991. *Glacial Marine Sedimentation; Paleoclimatic Significance*. Boulder, Geological Society of America (Special Paper 261), 232p.
- Appi, C.J., Rostirolla, S.P. 2004. Modelagem da anisotropia em sistemas fraturados a partir de estudos de alta resolução na Bacia do Paraná, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 11, 125-144.
- Artur, P.C. & Soares, P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 433-448.
- Assine, M. L. 1996. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo. 207 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Assine, M.L., Alvarenga, C.S.J., Perinotto, J.A.J. 1998. Formação Iapó: glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 51-60.
- Assine, M.L.; Zacharias, A.A.; Perinotto, J.A.J. 2003. Paleocorrentes, paleogeografia e seqüências deposicionais da Formação Tatuí, centro-leste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 33-40.
- Assine, M.L. & Zanotto, O.A. 1993. Excursão I: Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 5., Curitiba, 1993. Roteiro de Excursão, Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 4 p.
- Barbosa, O. 1940. Estrias produzidas por gelo permi-carbonífero. *Mineração e Metalurgia*, 4: 272-273.
- Barbosa, O. & Almeida, F.F.M. 1948. Nota sobre a estratigrafia da Série Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 21: 1-65.
- Barbosa, O. & Gomes, F.A. 1958. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. *Boletim DGM/DNPM*, 71: 1-40.
- Bégin, Y.; Bérubé, D.; Grégoire, M. 1993. Downward migration of coastal conifers as a response to recent land emergence in eastern Hudson bay, Québec. *Quaternary Research*, 40: 81-88.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1967. A review of south american Gondwana geology. In: Symposium on Gondwana Stratigraphy, Mar Del Plata 1967, Reviews..., p. 7-138.
- Bigarella, J.J., Salamuni, R. & Fuck, R.A. 1967. Striated surfaces and related features developed by Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 3: 265-276.
- Bartoszeck, M.K. 2005. Análise multitemática de dados geológicos e sísmica de reflexão: um ensaio metodológico - estudo de caso Grupo Itararé. Curitiba (Dissertação de Mestrado), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 106 p.
- Bentley, C. R. 1987. Antarctic ice streams: a review. *Journal of Geophysical Research*, 92: 8843-8858.
- Beurlen, K. 1953. Análise paleogeográfica da Série Tubarão e possibilidades de novas bacias carboníferas. DGM/DNPM, Notas Preliminares e Estudos, v.74.
- Beurlen, K. 1954. As faunas de Lamelibrânquios do sistema gondwânico do Paraná. In: F.W. Lange (ed.) *Paleontologia do Paraná, Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná*, Curitiba, p. 107-136.
- Beurlen, K. 1955. As formações gondwânicas no sul do Estado do Paraná. DGM/DNPM, Boletim, v. 153: 7-53.
- Bocardi, L.B. 2005. Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná. Curitiba (Dissertação de Mestrado), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 103 p.
- Boothroyd, J. C. & Nummedal, D. 1978. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. In: Miall, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists (Memoir 5), 641-668.
- Boulton, G. S. 1979. Processes of glacial erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, 22: 15-38.
- Boulton, G.S. 1986. Push moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology*, 33: 677-698.

- Boulton, G.S. 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: J.A. Dowdeswell & J.D. Scourse (ed.) *Glacial Marine Environments: processes and sediments*. Geol. Society. p. 15-52.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Boulton, G.S. & Deynoux, M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, 15: 397-422.
- Brennand, T.A.; Russell, H.A.J.; Sharpe, D.R. 2003. Tunnel-channels of central southern Ontario: character, genesis and glaciodynamics implications. (Abs.) In: INQUA Congress, 16, session No. 42.
- Brookfield, M.E. & Martini, I.P. 1999. Facies architecture and sequence stratigraphy in glacially influenced basins: basic problems and water-level/glacier input-point controls (with an example from the Quaternary of Ontario, Canada). *Sedimentary geology*, 123: 183-197.
- Bruhn, C.H.L. & Moraes, M.A.S. 1989. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizados. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3: 235-267.
- Caetano-Chang, M.R. 1984. Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo. São Paulo, IG-USP (Tese de Doutorado), 310 p.
- Caetano-Chang, M.R. & Landim, P.M.B. 1987. Os sedimentos glaciais da base do Subgrupo Itararé nas proximidades de Itararé (SP). In: SBG-PR, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, 1987. *Anais...*, 1: 401-412.
- Caetano-Chang, M.R., Oliveira, J.P. & Brighetti, J.M.P. 1990. Pavimento estriado em rochas do Subgrupo Itararé ao longo do Rio Piritubinha, sul do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 20: 333-335.
- Campos, A.F. 2004. Utilização de métodos geoeletricos na caracterização de rochas fraturadas : estudo de caso nos arenitos do Grupo Itararé - Bacia do Paraná. Curitiba (Dissertação de Mestrado), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 104 p.
- Canuto, J.R. 1985. Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé no sul do Estado do Paraná e norte de Santa Catarina. São Paulo, IG-USP (Dissertação de Mestrado). 187 p.
- Canuto, J.R. 1993. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina. São Paulo, IG-USP (Tese de Doutorado). 164 p.
- Canuto, J.R., Rocha-Campos, A.C. & Santos, P.R. 1997. The Late Paleozoic Lapa sandstone (Itararé Subgroup): a possible tunnel valley fill. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69: 275-276.
- Canuto, J.R., Santos, P.R. & Rocha-Campos, A.C. 2001. Estratigrafia de seqüências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 107-116.
- Castro, J.C. 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltáico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. Rio Claro. 147 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).
- Castro, J.C. 1999. Estratigrafia de seqüências das formações Campo Mourão (parte superior) e Taciba, Grupo Itararé, leste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 255-260.
- Castro, J.C. 2004. Glaciações paleozóicas no Brasil. In: V. Mantesso-Neto et al. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, p. 151-162.
- Chandler, M.A.; Kocurek, G.; Goggin, D.J.; Lake, L.W. 1989. Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, Northern Arizona. *AAPG Bulletin*, 75: 658-668.
- Cheel, R.J., Rust, B.R. 1986. A sequence of soft-sediment deformation (dewatering) structures in Late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. *Sedimentary Geology* 47, 77-93.
- Church, K.D.; Gawthorpe, R.L. 1997. Sediment supply as a control on the variability of sequences: an example from the late Namurian of northern England. *Journal of the Geological Society* 154, 55-60.
- Clarke, G. K. C. 1987. Fast glacier flow: Ice streams, surging and tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research*, 92: 8835-8841.
- Croot, D. G. & Sims, P. C. 1996. Early stages of till genesis: an example from Fanore County Clare, Ireland. *Boreas*, 25: 37-46.
- Crowell, J.C. & Frakes, L.A. 1975. The Late Paleozoic Glaciation. In: *Gondwana Symposium*, 3, Camberra, 1975, p. 313-331.
- Daemon, R.F., França, A.B. 1993. Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: 1st Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Rio Claro 1993, p. 36.
- Daemon, R.F. & Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: *Sociedade Brasileira de Geologia, 24º Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, Anais...*, 359-412.

- d'Ávila, R.S.F. 1999. Análise de Fácies e Estratigrafia Física do Arenito Lapa, Grupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. Porto Alegre. 349 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Della Favera, J.C.; Medeiros, M.A.M.; Begossi, R.; Appi, C.J. 2003. Prodelta hummocky cross-stratified sandstones associated to paleosols, Itararé Group (Early Permian), Paraná Basin, São Luiz do Purunã, Paraná, Brazil, an indication of catastrophic-flood dominated deltas. In: Latin American Congress of Sedimentology, 3º, Abstract Book...UFPA/MPEG, Belém, 2003, p. 287-288.
- Derby, O.A. 1878. A geologia da região diamantífera da Província do Paraná. Arquivos do Museu Nacional, 3:89-96.
- Dickins, J.M. 1985. Late Paleozoic Glaciation. BMR Journal of Australian Geology and Geophysics, 9: 163-169.
- Domack, E. W. & Lawson, D. E. 1985. Pebble fabric in an ice-rafted diamiction. Journal of Geology, 93: 577-591.
- Dowdeswell, J. A.; Villinger, H.; Whittington, R. J.; Marienfeld, P. 1993. Iceberg scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland continental shelf. Marine Geology, 111: 37-53.
- Dreimanis, A. 1993. Small to medium-sized glaciotectionic structures in till and its substratum and their comparison with mass movement structures. Quaternary International, 18: 69-79.
- Dreimanis, A. & Schlüchter, C. 1985. Field criteria for the recognition of till or tillite. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 51: 7-14.
- Dreyer, T. 1993. Geometry and facies of large-scale flow units in fluvial-dominated fan-delta-front sequences. In: M. Ashton (Ed.), Advances in reservoir geology. London, Geological Society Special Publication v. 69, 135-174.
- Edwards, M.B. 1975. Glacial retreat sedimentation in the Smalfjord Formation, Late Precambrian, North Norway. Sedimentology, 22, 75-94.
- Edwards, M.B. 1986. Glacial environments. In: Reading, H. G. (ed.) Sedimentary Environments and Facies. 2ª ed. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 445-470.
- Ehlers, J. & Linke, G. 1989. The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany. Journal of Quaternary Science, 4: 255-265.
- Elliot, T. 1986. Deltas. In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 113-154.
- Embleton, C. & King, C. A. M. 1975. Glacial geomorphology. London, Edward Arnold, 573p.
- England, J. 1992. Postglacial emergence in the Canadian High Arctic: integrating glacioisostasy, eustasy and late deglaciation. Canadian Journal of Earth Science, 29: 894-999.
- Eyles, C. H. 1987. Glacially influenced submarine-channel sedimentation in the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. Journal of Sedimentary Petrology, 56: 1004-1017.
- Eyles, C.H., Eyles, N., Miall, A.D. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 51, 15-84.
- Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. Earth-Science Reviews, 34: 1-248.
- Eyles, N. & Broekert, P. 2001. Glacial tunnel valleys in the eastern Goldfields of Western Australia cut below the Late Paleozoic Pilbara ice sheet. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 171: 29-40.
- Eyles, N. & Eyles, C. H. 1992. Glacial Depositional Systems. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds.) Facies Models: Response to Sea level Change. Stittsville, Geological Association of Canada, 73-100.
- Eyles, N., Eyles, C.H. & França, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: The Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. Sedimentology, 40: 1-25.
- Eyles, N., Eyles, C.H. & Miall, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. Sedimentology, 30: 393-410.
- Eyles, N., Gonzalez-Bonorino, G., França, A.B., Eyles, C.H., López-Paulsen, O. 1995. Hydrocarbon-bearing late Paleozoic glaciated basins of southern and central South America. In: Tankard, A.J., Suarez-Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.) Petroleum basins of South America. AAPG, Tulsa, Memoir 62, pp. 165-184.
- Eyles, N. & McCabe, A. M. 1989. Glaciomarine facies within subglacial tunnel valleys: the sedimentary record of glacioisostatic downwarpen in the Irish Sea Basin. Sedimentology, 36: 431-448.
- Ferreira, F.J.F. 1982. Alinhamentos estruturais – magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo, Paulipetro-Consórcio CESP/IPT, p. 143-166.
- Fisher, A. F. 1984. The two Phanerozoic supercycles. In: W. A. Berggren & J. A. Van Couvering (eds.) Catastrophes and Earth History. The New Uniformitarianism. Princeton University Press, Princeton, p. 129-150.

- Flint, S.S; Bryant, I.D. 1993 (Eds.). The geological modeling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues. London, Blackwell Science, 352 p.
- Flint, R. F. 1957. Glacial and Pleistocene Geology. New York, John Wiley & Sons, 533p.
- Flint, R.F., 1971. Glacial and Quaternary geology. New York, John Wiley & Sons, 486p.
- Flint, R.F., Sanders, J.E., Rodgers, J. 1960a. Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. GSA Bulletin 71, 507-510.
- Flint, R. F., Sanders, J. E., Rodgers, J. 1960b. Diamictite, a substitute term for symmictite. GSA Bulletin 71, 1809.
- Frakes, L.A. & Crowell, J.C. 1969. Late Paleozoic glaciation: I, South América. GSA Bull, 80:1007-1042.
- França, A.B. 1987. Stratigraphy, depositional environment and reservoir analysis of the Itararé Group (Permocarboniferous), Paraná Basin, Brazil. Cincinnati. 188 p. (Tese de Doutorado, da University of Cincinnati).
- França, A.B. & Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). Boletim de Geociências da Petrobrás, 2: 147-191.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1989. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). Boletim de Geociências da Petrobrás, 3: 17-28.
- França, A.B., Potter, P.E. 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. AAPG Bulletin, 75: 62-85.
- França, A.B., Winter, W.R., Assine, M.L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: Um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 26(1): 43-56.
- Fraser, C.; Hill, P.R.; Allard, M. 2005. Morphology and facies architecture of a falling sea level strandplain, Umiujaq, Hudson Bay, Canadá. Sedimentology, 52: 141-160.
- Fuck, R.A. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Quero-Quero. Boletim da Universidade Federal do Paraná (Geologia), 19: 1-21.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V.; Vianna, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo, Paulipetro, Consórcio CESP/IPT, p. 75-116.
- Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. AAPG Bulletin 73: 125-142.
- Galloway, W.E. & Hobday, D.K. 1996. Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources. 2ª ed. Milan, Springer-Verlag, 489 p.
- Gama Jr., E.G., Perinotto, J.A.J., Ribeiro, H.J.P.S., Padula, E.K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Grupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. Revista Brasileira de Geociências 22, 228-236.
- Gesicki, A.L.D. 1996. Geologia da Formação Aquidauana (Neopaleozóico, Bacia do Paraná) na porção centro-norte do estado do Mato Grosso do Sul. São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.
- Gesicki, A.L.D., Riccomini, C., Boggiani, P.C. & Coimbra, A.M. 1996. Evidências de avanço glacial na Formação Aquidauana (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) no Estado de Mato Grosso do Sul. In: Sociedade Brasileira de Geologia, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais..., 1: 124-127.
- Gesicki, A. L. D., Riccomini, C., Boggiani, P. C. 2002. Ice flow direction during Late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 14, 933-939.
- Ghienne, J.F. 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 189 117-145
- Ghienne, J. F. & Deynoux, M. 1998. Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. Sedimentary Geology, 119: 141-159.
- González, C. R., 1990, Development of the Late Paleozoic glaciation of the South America Gondwana in western Argentina: Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, v. 79, p. 275-287.
- Gordon, M.J. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, 38: 1-20.
- Gravenor, C.R. & Rocha-Campos, A.C. 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southwest side of Parana Basin, Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 43: 1-39.
- Guirro, A.C. 1991. Análise de fácies dos sedimentos da Formação Aquidauana (Neocarbonífero) no sudeste de Mato Grosso e nos poços da borda norte da Bacia do Paraná. Ouro Preto (Dissertação de Mestrado), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 184 p.

- Hampton, M.A. 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.
- Hart, J. K. & Roberts, D. H. 1994. Criteria to distinguish between subglacial glaciotectionic and glaciomarine sedimentation, I. Deformation styles and sedimentology. *Sedimentary Geology*, 91: 191-213.
- Heller, P.L. & Dickinson, W.R. 1985. Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 960-976.
- Hunt, D. & Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- Iannuzzi, R. & Pfefferkorn, H.W. 2002. A Pre-Glacial, Warm-Temperate Floral Belt in Gondwana (Late Visean, Early Carboniferous). *Palaios*, 17: 571-590.
- Ingólfsson, O. 2006. Glacial geology photos. Disponível em: http://www.hi.is/~oi/glacial_geology_photos.htm. Acesso em 22 de outubro de 2004.
- Klaucke, I., Hesse, R. 1996. Fluvial features in the deep-sea: new insights from the glacial subglacial drainage system of the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel in the Labrador Sea. *Sedimentary Geology* 106, 223-234
- Kneller, B., Branney, M.J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42, 607-616.
- Kraft, R.P. 2005. Integração de dados de poços e afloramentos para a caracterização de arenitos fraturados. Curitiba (Dissertação de Mestrado), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 92 p.
- Krause, F.F.; Collins, H.N.; Nelson, S.D.; Machemer, S.D.; French, P.R. 1987. Multiscale anatomy of a reservoir: geological characterization of Pembina-Cardium pool, west-central Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*, 71: 1233-1260.
- Kukal, Z. 1990. How are rates of geological processes measured and expressed? *Earth-Science Reviews*, 28: 10-258.
- Lange, F.W. 1952. Revisão da fauna marinha do folhelho Passinho. *Dusenian*, 3(1):81-91.
- Lange, F.W. 1954. Estratigrafia e idade geológica da Série Tubarão. *Arquivos do Museu Paranaense (Série Geologia)*, v.2.
- Laure, D.K & Legarre, H. 2004. Flow units, connectivity and reservoir characterization in a wave-dominated deltaic reservoir: Meren reservoir, Nigeria. *AAPG Bulletin*, 88: 303-324.
- Leggitt, S.M.; Walker, R.G.; Eyles, C.H. 1990. Control of reservoir geometry and stratigraphic trapping by erosion surface E5 in the Pembina-Cardium creek area, Upper Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*, 74: 1165-1182.
- Leinz, V. 1937. Estudos sobre a glaciação carbonífera no sul do Brasil. *DNPM/DFPM, Boletim*, 21:1-47.
- Levell, B.K.; Braakman, J.H.; Rutten, K.W. 1988. Oil-bearing sediments of Gondwana glaciation in Oman. *AAPG Bulletin*, 72: 775-796.
- Lima, M.R., Dino, R. & Yokoya, N.S. 1983. Palinologia de concreções calcíferas do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) da região de Araçoiaba da Serra, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 55: 195-208.
- Loczy, L.D. 1964. Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonífera da Bacia do Paraná. *DNPM/DGM, Boletim*, 214:7-63.
- Lonne, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology* 98, 13-43.
- Lonne, I. 1997. Facies characteristics of a proglacial turbiditic sand-lobe at Svalbard. *Sedimentary Geology* 109, 13-35.
- López-Gamundí, O., Martínez, M. 2000. Evidence of glacial abrasion in the Calingasta-Uspallata and western Paganzo basins, mid-Carboniferous of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 145-165.
- López-Gamundí, O. & Rossello, E.A. 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in southern South America. *Geologische Rundschau*, 82:136-147.
- Lowe, D. R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle, L. J. & Pilkey, O. H. (eds.) *Geology of Continental Slopes*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 27), 75-82.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Maack, R.A. 1946. Geologia e geografia da região de Vila Velha (Paraná) e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. *Arquivos do Museu Paranaense*, 5: 1-305.
- Maack, R.A. 1950-51. Vestígios pré-devonianos de glaciação e a seqüência de camadas devonianas no Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 5-6: 197-230.
- Maack, R. 1953. Mapa Geológico do Estado do Paraná (1:750.000). Curitiba, Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná.

- Manville, V. & White, J.D.L. 2003. Incipient granular mass flows at the base of sediment-laden floods, and the roles of flow competence and flow capacity in the deposition of stratified bouldery sands. *Sedimentary Geology*, 155: 157–173.
- Martin, H. 1961. The directions of flow of the Itararé ice sheets in the Paraná Basin, Brazil. *Boletim Paranaense de Geografia*, 10/15: 25-77.
- Martini, I.P. & Brookfield, M.E. 1995. Sequence analysis of Upper Pleistocene (Wisconsinan) glaciolacustrine deposits of the North-Shore Bluffs of Lake Ontario, Canadá. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 388-400.
- Martini, I. P. & Rocha-Campos, A. C. 1991. Interglacial and early post-glacial, Lower Gondwana coal sequences in the Paraná Basin, Brazil. In: Ulbrich, H. & Rocha-Campos, A. C., 7º International Gondwana Symposium, São Paulo, 317-336.
- Martinsen, O. 1994. Mass movements. In: A. Maltman (ed.) *The geological deformation of sediments*, Chapman & Hall, London, pp. 127-165.
- Mau, H. 1958. Contribuição à geologia da região de Ibaiti. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 7.
- McCabe, A.M., Carter, R.W.G. & Haynes, J.R. 1994. A shallow marine emergent sequence from the northwestern sector of the last British ice sheet, Portballintrae, Northern Ireland. *Marine Geology*, 117: 19-34.
- Medeiros, R.A. & Thomaz Filho, A. 1973. Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Anais..., v. 3, p. 3-32.
- Mendes, J.C. 1952. Fáunula permocarbonífera marinha de Capivari. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*, 145(8): 1-119.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Miall, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 597-604.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22: 261-308.
- Miall, A.D. 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72: 682-697.
- Miall, A.D. 1999. *Principles of sedimentary basin analysis*. New York, Springer-Verlag. 668 p.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental*. Porto Alegre. 255 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso-Neto et al. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, p. 266-279.
- Milani, E.J., Catto, E. 1998. Petroleum Geology of the Paraná Basin, Brazil. AAPG International Conference & Exhibition, p. 442-443.
- Milani, E.J., França, A.B. & Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 69-82.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28(4): 473-484.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G. et al. (eds.) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress. 389-452 p.
- Milani, E.J. & Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22: 199-205.
- Miller, J.M.G. 1989. Glacial advance and retreat sequences in a Permo-Carboniferous section, central Transantarctic Mountains. *Sedimentology*, 36, 419-430.
- Miller, J.M.G. 1996. Glacial Sediments. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford. Blackwell Science, p. 454-484.
- Mitchum, R.M., J.B. Sangree, P.R. Vail, W.W. Wornardt, 1994, Recognizing sequences and systems tracts from well logs, seismic data, and biostratigraphy: examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico: In: P. Weimer & H.W. Posamentier, (eds.), AAPG Memoir 58, p. 163-197.
- Molnia, B. F. (ed.). 1983. *Glacial-Marine Sedimentation*. New York, Plenum Press, 635p.
- Mulder, T. & Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269-299.
- Mulder, T.; Migeon, S.; Savoye, B.; Faugères, J.C. 2002. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? (Reply). *Geo-Marine Letters*, 22: 112-120.

- Mulder, T.; Migeon, S.; Savoye, B.; Faugères, J.C. 2002. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21: 86-93.
- Mulder, T. & Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 104, 509-523.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.C., Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861-882.
- Mutti, E. 1992. Turbidite Sandstones. Parma, Agip and Università di Parma, 275 p.
- Mutti, E. & Normark, W.R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: J.K. Legget & G.G. Zuffa (eds.), *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*, Graham & Trotman, p. 1-18.
- Mutti, E. & Ricci-Lucchi, F. 1972. Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis. *International Geology Review*, 20: 125-166.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology* 20, 733-755.
- Myrow, P.M.; Fischer, W.; Goodge, J. W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 641-656.
- Nemec, W. 1990. Aspects of sediments movements on steep delta slopes. In: Colella, A. & Prior, D. B. (ed.) *Coarse-Grained Deltas*. International Association of Sedimentologists (Special Publication 10), 29-73.
- Normark, W.R. 2002. Extensive turbidite deposits on the Pacific plate generated by outbursts from glacial lake Missoula. In: GSA Annual Meeting, Denver 2002, session 13.
- Northfleet, A.A.; Medeiros, R.A.; Muhlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 12:291-346.
- Nye, J. F. 1976. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology*, 17: 181-207.
- O'Brien, P.E., Christie-Blick, N. 1992. Glacially grooved surfaces in the Grant Group, Grant Range, Canning Basin and the extent of Late Palaeozoic Pilbara ice sheets. *Journal of Australian Geology and Geophysics* 13, 87-92.
- O'Brien, P.E., Lindsay, J.F., Knauer, K. & Sexton, M.J. 1998. Sequence stratigraphy of a sandstone-rich Permian glacial succession, Fitzroy Trough, Cannig Basin, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 45: 533-546.
- Ó Cofaigh, C. 1996. Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography*, 20: 1-19.
- Oliveira, E.P. 1916. Geologia do Estado do Paraná. *Boletim do Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio*, 5:67-143.
- Oliveira, E.P. 1927. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. *Monografia do Serviço Geológico e Mineiro do Brasil*, 6:1-169.
- Oliveira, M.J.R. 1991. Análise do comportamento da zona de falha Cubatão-Lancinha na Bacia do Paraná. *Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto*, 144p.
- Paim, P.S.G.; Faccini, U.F.; Netto, R.G. 2003 (Eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares, estudo de casos*. São Leopoldo, Unisinos, 239 p.
- Paulipetro, 1982. Relatório final das análises do poço Cuiabá Paulista nº 1 (2-CB-1-PR). São Paulo, Paulipetro (Consortio CESP/IPT), Relatório RT 157/82.
- Perdoncini, L.C. 1997. Diamantes do Rio Tibagi, Paraná: Fonte no Grupo Itararé. Curitiba. (Dissertação de Mestrado), Departamento de Geologia, Universidade Federal Do Paraná, 144 p.
- Petri, S. 1948. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. *DNPM/DGM, Boletim* 129: 1-125.
- Petri, S. 1964. Grupo Tubarão. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, v.41.
- Petri, S. & Souza, P.A. 1993. Síntese dos conhecimentos e novas concepções sobre a bioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista do Instituto Geológico*, 14: 7-18.
- Petri, S. 1992. O Subgrupo Itararé (Permocarbonífero) na região do médio Tietê, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 22: 301-310.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. & Hein, F.J. 1989. *Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics*. ed. London, Unwin Hyman, 416 p.
- Plink-Björklund, P., Steel, R.J. 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology* 164, 29-52.
- Plint, A.G., Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), *Sedimentary Response to Forced regression*, vol. 172. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, pp. 1-17.
- Potter, P.E., Franca, A.B., Spencer, C.W., Caputo, M.V. 1995. Petroleum in glacially related sandstones of Gondwana: a review. *Journal of Petroleum Geology* 18, 397-420.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology* 86, 91-109.

- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. & Tesson, M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 76: 1687-1709.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R. 1988. Eustatic control on clastic deposition I - conceptual framework. In: C.K. Wilgus et al. (ed.) *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa. SEPM. p. 110-124.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R. 1988. Eustatic control on clastic deposition II – sequence and systems tract models. In: C.K. Wilgus et al. (ed.) *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa. SEPM. p. 125-154.
- Postma, G.; Nemec, W.; Kleinspehn, K.L. 1989. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58: 47-61.
- Postma, G.; Roep, T. B.; Ruegg, G. H. J. 1983. Sandy-gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenumsche Beek Valley, Veluwe, the Netherlands), with emphasis on plug-flow deposits. *Sedimentary Geology*, 34: 59-82.
- Powell, R. D. 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In: Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (eds.) *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. London, Geological Society (Special Paper 53), 53-73.
- Powell, R.D., Molnia, B.F. 1989. Glacimarine sedimentary processes, facies, and morphology of the south-southeast Alaska Shelf and fjords. *Marine Geology* 85, 359-390.
- Praeg, D. 2003. Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin—high resolution from low frequencies. *Journal of Applied Geophysics* 53: 273– 298.
- Press, F. & Siever, R. 1982. *Earth*. New York, W. H. Freeman, 656 p.
- Prior, D.B. & Bornhold, B.D. 1989. Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, 36: 1053-1076.
- Quadros, L.P. 2002. Acrítarcos e *Tasmanites* no Permocarbonífero da Bacia do Paraná. *Revista do Instituto Geológico*, 23:39-50.
- Rains, R.B.; Shaw, J.; Sjogren, D.B.; Munro-Tasiuk, M.J.; Skoye, K.R.; Young, R.R.; Thompson, R.T. 2002. Subglacial tunnel channels, Porcupine Hills, southwest Alberta, Canadá. *Quaternary International*, 90: 57–65
- Raymond, C. F. 1987. How do glaciers surge? *Journal of Geophysical Research*, 92: 9121-9134.
- Reading, H.G., Collinson, J.D. 1996. Clastic coasts. In: Reading, H.G. (Ed.) *Sedimentary environments, processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, pp. 154-231.
- Reison, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: R.G. Walker; N.P. James, *Facies models: response to sea-level changes*. Stittsville, Geological Association of Canadá, p. 179-194.
- Riccomini, C.; Almeida, R.P.; Turra, B.B.; Chamani, M.A.C.; Fairchild, T.R.; Hachiro, J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permotriássico da Bacia do Paraná. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, 2005. *Boletim de Resumos Expandidos...*, p. 18-20.
- Riccomini, C. & Velázquez, V.F. 1999. Superfície estriada por geleira neopaleozóica no Paraguai Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 233-236.
- Rocha-Campos, A. C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D. (Eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. UFPR, Curitiba, pp.27-102.
- Rocha-Campos, A.C.; Canuto, J.R.; Santos, P.R. 2000. Late Paleozoic glaciotectionic structures in northern Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 130: 131-143.
- Rocha-Campos, A.C.; Farjallat, J.E.S; Yoshida, R. 1969. Facies e paleogeografia do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 4: 211-213.
- Rocha-Campos, A.C., Machado, L.C.R., Santos, P.R., Canuto, J.R. & Castro, J.C. 1988. Pavimento estriado da glaciação Neo-Paleozóica em Alfredo Wagner, SC, Brasil. *Boletim IGUSP (Série Científica)*, 19: 39-46.
- Rocha-Campos, A.C., Oliveira, M.E.C.B., Santos, P.R. & Saad, A.R. 1976. Boulder pavements and the sense of movement of late paleozoic glaciers in central eastern São Paulo State, Paraná Basin, Brazil. *Boletim IGUSP*, 7: 149-160.
- Rocha-Campos, A.C. & Rösler, O. 1978. Late Paleozoic faunal and floral sucessions in Paraná Basin, southeastern Brazil. *Boletim IG/USP*, 9: 1-16.
- Rocha-Campos, A.C., Santos, P.R. & Canuto, J.R. 1999. Multiple, glacially striated, soft sediment surfaces in the Late Paleozoic and Proterozoic of Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Resumos das Comunicações)*, 71: 841.
- Rocha-Campos, A. C. & Sundaram, D. 1981. Geological and palynological observations on Late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin, Brazil. In: 2º Congresso Latino-americano de Paleontologia, Porto Alegre, 257-275.

- Rostirolla, S.P.; Appi, C.J.; Mancini, F.; Kraft, R.P.; Bartoszeck, M.K. 2002. Fraturas controladoras da migração de fluidos nos Arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:349-356.
- Rostirolla, S. P.; Appi, C. J.; Vesely, F. F.; Trzaskos-Lipski, B.; Mancini, F.; Kraft, R. P. 2003. Análise preliminar das rotas de migração de gás no Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé (!) na Bacia do Paraná. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios, 2003. *Anais...*, p. 358.
- Rostirolla, S.P., Assine, M.L., Fernandes, L.A. and Artur, P.C., 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 639-648.
- Rust, B.R. 1977. Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canadá: diagnostic criteria for subaqueous outwash. *Canadian Journal of Earth Science*, 14: 175-184.
- Rust, B.R. & Romanelli, R. 1975. Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. In: A.V. Jopling & B.C. McDonald (ed.). *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Tulsa. SEPM, 177-192.
- Russell, A. J. 1994. Subglacial jökulhlaup deposition, Jotunheimen, Norway. *Sedimentary Geology*, 91: 131-144.
- Russell, A.J. & Knudsen, O. 1999. An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeiðararjökull, Iceland. *Sedimentary Geology*, 127: 1–10.
- Salamuni, R.; Marques Filho, P.L.; Sobanski, A.C. 1966. Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro-PR e Mafra-SC. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15: 1-19.
- Sangree, J.B. & Widmier, J.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 9: seismic stratigraphy interpretation of clastic depositional facies. In: C.E. Payton (ed.) *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists. p. 1165-1184.
- Santos, P.R. 1987. *Fácies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil*. São Paulo (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 128 p.
- Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C. & Canuto, J.R. 1992. Estruturas de arrasto de ice-bbergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neo-Paleozóico), Trombudo Central, SC. *Boletim IG-USP (Série Científica)*, 23: 1-18.
- Santos, P. R., Rocha-Campos, A. C., Canuto, J. R. 1996. Patterns of Late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 125, 165-184.
- Savage, N. M. 1972. Soft-sediment glacial grooving of Dwyka age in South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 307-308.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A. & Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, 28 Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 1: 41-65.
- Shaw, J. 1985. Subglacial and ice marginal environments. In: Ashley, G. M.; Shaw, J.; Smith, N. D. (eds.) *Glacial Sedimentary Environments*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Short Course 16), 7-84.
- Shaw, J. 1994. Hairpin erosional marks, horseshoe vortices and subglacial erosion. *Sedimentary Geology*, 91: 269-283.
- Shaw, J. 2003. Sediment erosion, transport and deposition by outburst floods. (Abs.) In: INQUA Congress, 16, session No. 28.
- Sloss, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North América. *GSA Bulletin*, 74: 93-114.
- Smalley, I. & Warburton, J. 1994. The shape of drumlins, their distribution in drumlin fields, and the nature of the sub-ice shaping forces. *Sedimentary Geology*, 91: 241-252.
- Smith, N. D. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology*, 82: 205-223.
- Smith, N. D. 1985. Proglacial fluvial environment. In: Ashley, G. M.; Shaw, J.; Smith, N. D. (eds.) *Glacial Sedimentary Environments*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Short Course 16), 85-134.
- Smith, N. D. & Ashley, G. M. 1985. Proglacial lacustrine environments. In: Ashley, G. M.; Shaw, J.; Smith, N. D. (ed.) *Glacial Sedimentary Environments*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 16), 135-216.
- Soares, P.C. 1972. O limite glacial – pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 44: 333-341.
- Soares, P.C. 1991. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles. Curitiba (Tese para concurso ao cargo de Professor Titular), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 131 p.

- Soares, P.C. & Cava, L.T. 1982. Faciologia e potencial carbonífero da Formação Rio Bonito no norte do Estado do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. Anais..., v.3, p. 1120-1128.
- Soares, P.C., Barcellos, P.E., Cordas, S.M. 1982. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo, Relatório Paulipetro 342/82, Consórcio CESP/IPT.
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Sinelli, O.; Wernick, E.; Wu, F.T.; Fiori, A.P. 1977. Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 131-148.
- Souza, P.A. 1996. Palinologia e bioestratigrafia do Subgrupo Itararé em Araçoiaba da Serra (Westphaliano, Bacia do Paraná), Estado de São Paulo, Brasil. São Paulo. 192 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Souza, P.A. 2000. Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano, na porção nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR, Brasil). São Paulo. 197 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Souza, P.A.; Lima, M.R.; Saad, A.R. 1993. Palinologia dos carvões paleozóicos do Estado de São Paulo, I – o carvão de Buri. *Revista do Instituto Geológico*, 14: 5-20.
- Souza, P.A., Vesely, F.F. & Assine, M.L. 1999. Contribuição palinológica ao conhecimento do Subgrupo Itararé na Serra dos Paes, sul do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico* 20:21-27.
- Souza Filho, E.E. 1986. Mapeamento faciológico do Subgrupo Itararé na quadrícula de Campinas (SP). São Paulo (Dissertação de Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 121 p.
- Stevaux, J.C.; Souza Filho, E.E.; Teixeira, J.A.; Landim, P.M.B. 1987. Sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé (PC) na bacia hidrográfica do baixo Capivari (SP): um modelo para prospecção de água subterrânea. In: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro, 1987. Atas..., v.1, p. 355-363.
- Stow, D.A.V. & Johansson, M. 2000. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 145-174.
- Syvitski, J.P.M. & Lee, H.J. 1997. Postglacial sequence stratigraphy of Lake Melville, Labrador. *Marine Geology*, 143: 55-79.
- Swift, D.J.P.; Parsons, B.S.; Foyle, A.; Oertel, G.F. 2003. Between beds and sequences: stratigraphic organization at intermediate scales in the Quaternary of the Virginia coast, USA. *Sedimentology*, 50: 81-111.
- Teixeira, G.P & Dutra, E.B. 1934. Carvão mineral no norte do Paraná. DNPM/SFPM, Boletim 4:1-52.
- Tommasi, E. 1973. Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paraná – Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, 1973. Anais..., v.3, p. 259-277.
- Tomazelli, L.J. & Soliani, E. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozóico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. In: Sociedade Brasileira de Geologia, 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais..., 4: 1378-1391.
- Trosdorf Jr, I. 2002. Geologia glacial permo-carbonífera (Subgrupo Itararé) no flanco sul do Arco de Ponta Grossa, PR. São Paulo (Dissertação de Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 144 p.
- Trosdorf Jr, I.; Assine, M.L.; Vesely, F.F.; Rocha-Campos, A.C.; Santos, P.R.; Tomio, A. 2005. Glacially striated, soft sediment surfaces on late Paleozoic tillite at São Luiz do Purunã, PR. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77: 367-378.
- Trzaskos, B.; Vesely, F.F.; Rostirolla, S.P. 2006. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na região de Vila Velha, Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências* (submetido).
- Trzaskos-Lipski, B; Rostirolla, S.P.; Vesely, F. F.; Bocardi, L.B.; Mancini, F.; Appi, C. J. 2003. Microtectônica e sua importância no Estudo da Circulação de Fluidos em Reservatórios Fraturados do Grupo Itararé – Bacia do Paraná. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios, 2003. *Boletim de resumos expandidos...*, p. 361.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.J., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, I.S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C. (Ed.), *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG, Tulsa, pp. 49-212.
- Van der Wateren, F.M. 1994. Proglacial subaquatic outwash fan and delta sediments in push moraines: indicators of subglacial meltwater activity. *Sedimentary Geology* 91, 145-152.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M., Rahmian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrop. *AAPG, Methods in Exploration* 7, 55 p.
- Veevers, J.J. & Powell, C.M. 1994. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *GSA Bulletin*, 98:475-487.
- Vesely, F.F. 2001. Análise de Sequências em Sucessões Glaciais: Estudo de Caso no Grupo Itararé (C-P), Nordeste do Estado do Paraná. Rio Claro. 119 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).

- Vesely, F. F. & Assine, M. L. 1998. Evidências de sedimentação subglacial na base do Grupo Itararé, Estado do Paraná. In: Sociedade Brasileira de Geologia, 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais..., 523.
- Vesely, F.F. & Assine, M.L. 1999. Superfícies estriadas pelo movimento de geleiras sobre substratos não-litificados: exemplos no Grupo Itararé, Estado do Paraná. In: Sociedade Brasileira de Geologia/Universidade Estadual Paulista, 6º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, Boletim de Resumos..., 52.
- Vesely, F.F. & Assine, M.L. 2002. Superfícies estriadas em arenitos do Grupo Itararé produzidas por gelo flutuante, sudeste do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 587-594.
- Vesely, F.F. & Assine, M.L. 2003. Sequences and depositional systems tracts in the glacial Itararé Group, Permocarboneous of the Paraná Basin, Brazil. In: Latin American Congress of Sedimentology, 3º, Abstract Book...UFPA/MPEG, Belém, 2003, p. 310-312.
- Vesely, F.F. & Assine, M.L. 2004. Seqüências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 34: 219-230.
- Vesely, F.F. & Assine, M.L. 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, *in press*..
- Vesely, F.F.; Assine, M.L.; Rostirolla, S.P. 2005. Deformação penecontemporânea no Grupo Itararé, Bacia do Paraná: estilos estruturais, dinâmica sedimentar e implicações paleogeográficas. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, 2005. Boletim de Resumos Expandidos..., p. 15-17.
- Vesely, F. F., Trzaskos-Lipski, B., Kraft, R. P., Rostirolla, S. P., Appi, C. J. 2003a. Facies architecture of a permocarboneous sandstone reservoir analogue, Itararé Group, Paraná Basin, Brazil In: Latin American Congress of Sedimentology, Belém. anais. , 2003.
- Vesely, F. F.; Trzaskos-Lipski, B. ; Rostirolla, S. P. ; Appi, C. J. ; Figueira, I. F. R. 2003b. Aspectos da evolução tectono-sedimentar do Grupo Itararé no sudeste do Estado do Paraná. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2003, Búzios. Boletim de Resumos Expandidos, p. 349-352.
- Vesely, F.F.; Rostirolla, S.P.; Appi, C.J.; Kraft, R.P. 2007. Late Paleozoic glacially related sandstone reservoirs in the Paraná Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 91: *in press*.
- Vieira, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, 1973. Anais..., v.3, p. 259-277.
- Visher, G.S. 1965. G.S. 1965. Use of vertical profile in environmental reconstruction. *AAPG Bulletin*, 49: 41-61.
- Visser, J. N. J. 1983. Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. *Sedimentology*, 30: 511-523.
- Visser, J. N. J. 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 61, 205-219.
- Visser, J.N.J. 1988. A Permo-Carboniferous tunnel system east of Barkly West, northern Cape Province. *South African Tidsskrift Geology*. 91, 350-357.
- Visser, J.N.J. 1990. Glacial bedforms at the base of the Permo-Carboniferous Dwyka Formation along the western margin of the Karoo Basin, South África. *Sedimentology* 37, 231-245.
- Visser, J.N.J. 1996. Controls on Early Permian shelf deglaciation on the Karoo Basin of South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 125, 129-140
- Visser, J.N.J. 1997. Deglaciation sequences in the Permo-carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis os cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology*, 44: 507-522.
- Wait Jr, R. B. 1985. Case for periodic, colossal jökulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 1271-1286.
- Walker, R.G. 1975. Generalized facies models for ressedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 737-748.
- Walker, R.G. 1990. Facies modeling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 777-786.
- Walker, R.G. & James, N.P. 1992. Facies models: response to sea-level changes. Stittsville, Geological Association of Canadá, 454 p.
- Weber, J.N. 1958. Recent grooving in lake botton sediments at Great Slave Lake, Northwest Territories. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28: 333-341.
- White. I.C. 1908. Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas no sul do Brasil. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra, Rio de Janeiro, Relatório Final.
- Woodworth-Lynas, C.M.T. & Dowdeswell, J.D. 1994. Soft-sediment striated surfaces and massive diamiction facies produced by floating ice. In: M. Deynoux et al. (eds.) *Earth's Glacial Record*. Cambridge. Cambridge University Press. p. 241-259.
- Woodworth-Lynas, C. M. T. & Guigné, J. Y. 1990. Iceberg scours in the geological record: examples from glacial lake Agassiz. In: Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (eds.) *Glacimarine Enviroments: processes and sediments*. London, Geological Society (Special Paper 53), 217-223.

- Wopfner, H. 1999. The Early Permian deglaciation event between East Africa and northwestern Austrália. *Journal of African Earth Sciences*, 29: 77-90.
- Zacharias, A.A. 2004. Preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito, nordeste do Paraná. Rio Claro. 99 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista).
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M. & Vieira, I.S. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SBG, Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, Atas..., v. 1, p. 441-477.
- Zavala, C.; Ponce, J.L.; Arcuri, M.; Drittanti, D.; Freije, H. Asensio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpynites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 41–59.
- Zuffa, G.G., Normark, W.R., Serra, F.; Brunner, C.A. 2000. Turbidite megabeds in an oceanic rift valley recording jokulhlaups of late Pleistocene glacial lakes of the Western United States. *Journal of Geology* 108, 253-274.